

Università degli studi di Urbino “Carlo Bo”

Dipartimento di Scienze di Base e Fondamenti

XXV Ciclo di Dottorato

In Scienze della Terra

Modellazione numerica agli elementi finiti per sistemi di faglie potenzialmente sismogenetiche nel territorio italiano, con particolare riferimento alla zona della sequenza sismica umbro-marchigiana del 1997

Settore scientifico disciplinare: GEO/10

Dottoranda: Debora Finocchio

Relatore: Prof. Stefano Santini

Relatore: Prof. Salvatore Barba

Co-relatore: Dott.ssa Antonella Megna

Anno Accademico 2013

*Il mondo in cui uno si alza al mattino è fatto di montagne,
di onde che sbattono spumeggiando contro le scogliere,
di prati dove l'erba è verde, di uccelli coi loro gridi,
di animali coi loro richiami e di tanti, tanti uomini con le loro vite.*

E cosa fanno i poveri scienziati dinanzi a tutto questo?

*Misurano, soppesano, scoprono delle leggi,
analizzano i vari aspetti delle varie manifestazioni del mondo,
e di ognuna spiegano tutto, senza però alla fine spiegare nulla.*

Tiziano Terzani

Sommario

	<i>Riassunto</i>	9
1.	Introduzione	11
1.1	La modellazione numerica	11
	<i>1.1.1 Gli elementi finiti</i>	11
1.2	Il metodo.....	12
	<i>1.2.1 Calcolo della deformazione e dello sforzo piano</i>	14
	<i>1.2.2 Approccio diretto al problema</i>	15
	<i>1.2.3 Minimo di energia potenziale</i>	18
1.3	Il software MSC Marc-mentat.....	20
2.	Modellazione numerica: parametri reologici e geometrici	21
2.1	Realizzazione di un modello numerico	21
2.2	Reologia e modellazione	22
	<i>2.2.1 Elasticità</i>	23
	<i>2.2.2 Elasticità oscillante</i>	25
	<i>2.2.3 Plasticità</i>	26
	<i>2.2.4 Viscosità</i>	27
	<i>2.2.5 Viscoelasticità</i>	27
	<i>2.2.1 Viscoplasticità</i>	29
	<i>2.2.2 Creep</i>	30
2.3	Geometria e strati: modello di Colfiorito (Centro Italia).....	31
	<i>2.3.1 Inquadramento geologico</i>	31
	<i>2.3.1 Il modello numerico</i>	34
	<i>2.3.2 risultati e conclusioni</i>	36

3.	Modelli numerici VS modelli analogici	39
3.1	Messina: modello analogico e numerico	40
3.1.1	<i>Introduzione</i>	41
3.1.2	<i>set-up del modello analogico</i>	42
3.1.3	<i>Set-up del modello numerico</i>	43
3.1.1	<i>Risultati e conclusioni</i>	44
3.1.2	<i>Il modello a due strati</i>	46
4.	Potenziale sismogenetico dalle faglie bloccate	49
4.1	Ciclo sismico e faglie bloccate	49
4.1	Faglie bloccate e magnitudo	49
5.	Modellazione 2D in area distensiva, Centro Italia.	53
5.1	Introduzione	53
5.2	Modello e dati	57
5.2.1	<i>Dati</i>	58
5.2.2	<i>Sezione geologica e modello numerico</i>	61
5.2.3	<i>Modello numerico</i>	62
5.3	Risultati	64
5.4	Discussioni e conclusioni	70
6.	Modellazione 2D in area compressiva, Nord Italia	74
6.1	Introduzione	74
6.2	Inquadramento geologico-strutturale	76
6.3	Reologia	80
6.4	Dati	81
6.5	Modellazione numerica	84
6.1	Risultati	86

6.2	Conclusione	90
7.	Magnitudo massima attesa	93
8.	Conclusioni	94
9.	Appendici	97
9.1	Appendice 1: Modello reologico del sud Alpino	97
9.2	Appendice 2: Maggiori dettagli sui risultati del sud Alpino	100
	9.2.1 <i>Modello migliore (modello di riferimento)</i>	101
	9.2.2 <i>Modello con faglie sbloccate</i>	104
	9.2.3 <i>Modello con faglie bloccate</i>	107
	Ringraziamenti	111
	Bibliografia	112

Riassunto

Lo scopo fondamentale di questo lavoro è l'applicazione delle tecniche di modellazione numerica per lo studio di sistemi di faglie per verificarne il loro potenziale sismogenetico.

Determinare quale faglia merita più attenzione, dal punto di vista del rischio sismico, è una questione attualmente ancora dibattuta. Lo confermano, ad esempio, i terremoti di l'Aquila nel 2009 e di Sumatra nel 2004. Inoltre, secondo uno studio di Wyss et al. (2012), il numero di morti causati dai recenti terremoti è da 100 a 1000 volte più elevato rispetto ai valori predetti dalla mappa mondiale di hazard.

Le problematiche riguardanti le mappe di hazard dipendono principalmente dal fatto che sono calcolate mediante cataloghi sismici e dati di tipo geologico. Questo comporta un problema dal punto di vista temporale, in quanto i cataloghi sismici registrano eventi che non coprono un intero ciclo sismico, mentre i dati geologici contengono più eventi registrati, ad esempio, dal rigetto superficiale delle faglie.

La questione temporale può essere risolta mediante la modellazione numerica che permette di raccordare i dati a lungo e corto periodo. Infatti, tramite la modellazione numerica, è possibile stimare l'evoluzione di una faglia (in superficie e in profondità) nel periodo intersismico e simulare il caso cosismico. Inoltre la modellazione numerica permette di distinguere le faglie bloccate da quelle sbloccate. Questa distinzione fornisce un elemento utile per valutare la possibilità di un'eventuale rottura. Inoltre è possibile stimare lo *stress*, la deformazione e la velocità di ricarica di un terremoto.

Ho applicato la modellazione numerica a tre aree rappresentative del territorio italiano. Partendo dal centro Italia, ho studiato la faglia a basso angolo dell'Altotiberina e la sua relazione con le faglie di Colfiorito e della Valle Umbra. Ho approfondito lo studio delle faglie a basso angolo, analizzando il caso della faglia di Messina (Sud Italia). Infine, ho studiato l'area esterna del sud Alpino (nord Italia), caratterizzata da un sistema compressivo, che comprende il *thrust* del Montello ed il *thrust* di Bassano. Ho modellato numericamente ognuna di queste faglie o sistemi di faglie utilizzando diverse condizioni al contorno e parametri reologici in accordo con l'area di studio. I risultati sono stati confrontati con dati di tipo geodetico, geologico e geofisico.

E' stato possibile verificare che, la modellazione numerica fornisce un ottimo sostegno per la modellazione analogica, contribuendo a dare maggiore completezza al risultato e a simulare alcune proprietà dei materiali con grande precisione.

Il risultato di un modello numerico varia principalmente al variare delle condizioni al contorno imposte, quindi dalla geometria, dai parametri reologici, e dal tipo di meccanismo utilizzato per riprodurre la deformazione di un'area.

I risultati ottenuti in questo lavoro mostrano che la faglia Altotiberina è completamente bloccata al contrario della faglia di Colfiorito e la faglia della Valle Umbra che si muovono in parte come delle faglie sbloccate. Il campo deformativo dell'area sembra essere guidato da una trazione posta alla base della litosfera.

Per quanto riguarda il sistema di thrust del Montello, ho potuto verificare che la porzione bloccata del thrust di Bassano ha un grande potenziale sismogenetico rispetto al thrust del Montello e al thrust antitetico al Montello, che risultano sbloccate.

Assumendo che l'ampiezza delle faglie bloccate sia proporzionale all'ampiezza del terremoto, è stato possibile stimare la magnitudo massima attesa per ogni porzione di faglia bloccata, calcolata mediante la modellazione numerica. In particolare, la faglia di Bassano e la faglia Altotiberina sembrano avere un forte potenziale sismogenetico, in quanto potrebbe avere una magnitudo massima attesa di circa 7.

1. Introduzione

1.1 La modellazione numerica

La modellazione numerica è un strumento utilizzato per la simulazione dei processi reali mediante metodi matematici. Esistono diverse tecniche di modellazione numerica, quella utilizzata in questo lavoro è il metodo degli elementi finiti (FEM-*Finite Element Method*). In generale essa consiste nella discretizzazione di un mezzo continuo, ossia nella suddivisione di un mezzo in tanti piccoli elementi finiti.

1.1.1 Gli elementi finiti

La natura è non-lineare, di conseguenza molti processi fisici non sono continui. Per questa ragione, in alcuni casi non è appropriato determinare analiticamente il comportamento di un sistema. Il modo migliore per la risoluzione del problema richiede l'utilizzo di metodi numerici.

Gli elementi finiti, ad esempio, rappresentano una soluzione numerica approssimata di un problema risolvibile mediante equazioni differenziali alle derivate parziali con condizioni al contorno (Buchanan, 1995). Con questo metodo possiamo studiare lo stato di sforzo e deformazione di un solido.

Il concetto base del metodo degli elementi finiti è che un generico modello è suddiviso (*discretizzato*) in sottodomini chiamati 'elementi' (Figura 1.1). Gli elementi sono considerati uniformi rispetto al parametro che si deve determinare. Ogni elemento è delimitato da punti nello spazio detti 'nodi'. Durante l'esecuzione di un modello numerico, le posizioni dei nodi non restano costanti ma variano e le variazioni spaziali sono descritte da funzioni di interpolazione polinomiale. Gli spostamenti ai nodi costituiscono le incognite principali del problema. Altri eventuali parametri richiesti sono considerati incognite secondarie, in quanto determinabili sulla base dagli spostamenti dei nodi.

La discretizzazione del mezzo rappresenta un' approssimazione del sistema che sarà tanto migliore quanto più saranno piccoli gli elementi, poiché il passaggio tra un elemento ed un altro rappresenta una discontinuità. Nel caso del passaggio al limite, cioè nel caso di componenti infinitesimi, la descrizione diventerà continua. Tuttavia, una suddivisione eccessiva del dominio comporta tempi di calcolo molto lunghi, pertanto, per ottimizzare il calcolo, si cerca un equilibrio tra il grado di accuratezza della soluzione e la complessità del problema.

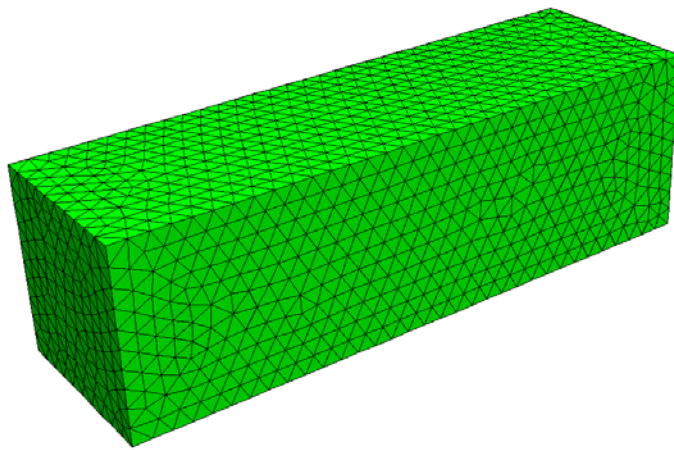


Figura 1.1: Esempio di discretizzazione di un volume generico; la griglia è composta da elementi tetraedrici.
(<http://nmag.soton.ac.uk/nmag/0.1/manual/html/manual.html#nmes>-

1.2 Il metodo

Consideriamo un solido bidimensionale nell'approssimazione di uno sforzo piano (*plane stress*), la cui superficie esterna sia suddivisa in elementi triangolari. Ogni elemento e (Figura 1.2) è composto dai nodi i, j, k e da tre segmenti che costituiscono i lati del triangolo. Sia \mathbf{u} il vettore di spostamento di un qualsiasi punto P dell'elemento e , e siano u e v rispettivamente le sue componenti orizzontali e verticali:

$$\mathbf{u}^e(x, y) = \begin{Bmatrix} u^e(x, y) \\ v^e(x, y) \end{Bmatrix}$$

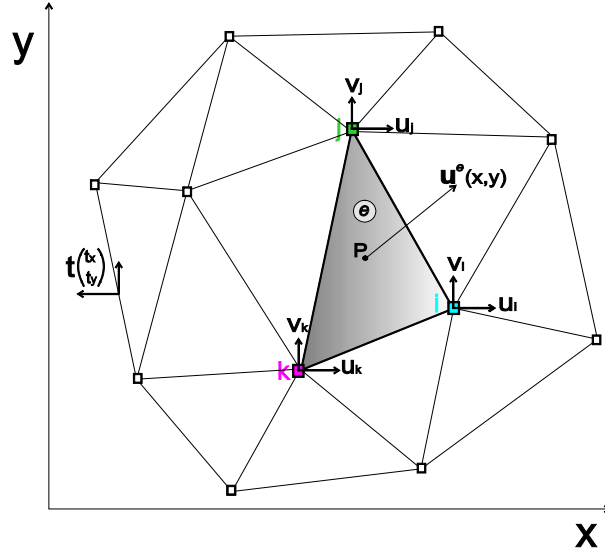


Figura 1.2: Elemento (e) triangolare con i nodi i, j, k posti ai vertici. P è un generico punto all'interno dell'elemento; $\mathbf{u}^e(x,y)$ rappresenta lo spostamento di P; \mathbf{t} rappresenta le forze esterne superficiali.

Siano:

$$\mathbf{a}_i^e = \begin{pmatrix} u_i^{ex} \\ v_i^{ey} \end{pmatrix}, \quad \mathbf{a}_j^e = \begin{pmatrix} u_j^{ex} \\ v_j^{ey} \end{pmatrix}, \quad \mathbf{a}_k^e = \begin{pmatrix} u_k^{ex} \\ v_k^{ey} \end{pmatrix}$$

gli spostamenti dei tre nodi che appartengono all'elemento e .

Lo spostamento di P, può essere approssimato da una combinazione lineare di tali spostamenti come:

$$\mathbf{u}^e(x,y) = \begin{cases} u^e(x,y) = [N_i^{ex}, N_j^{ex}, N_k^{ex}] \begin{bmatrix} \mathbf{a}_i^{ex} \\ \mathbf{a}_j^{ex} \\ \mathbf{a}_k^{ex} \end{bmatrix} \\ v^e(x,y) = [N_i^{ey}, N_j^{ey}, N_k^{ey}] \begin{bmatrix} \mathbf{a}_i^{ey} \\ \mathbf{a}_j^{ey} \\ \mathbf{a}_k^{ey} \end{bmatrix} \end{cases} = \mathbf{N}^e \mathbf{a}^e \quad |1.1|$$

dove \mathbf{N}^e è una funzione vettoriale (chiamata *funzione di forma*) che permette di ottenere lo spostamento di un generico punto P dallo spostamento dei nodi i, j, k . La *funzione di forma* \mathbf{N}^e è esprimibile tramite la seguente matrice:

$$\mathbf{N}^e = \begin{pmatrix} N_i^e(x_i y_i) & N_i^e(x_j y_j) & N_i^e(x_k y_k) \\ N_j^e(x_i y_i) & N_j^e(x_j y_j) & N_j^e(x_k y_k) \\ N_k^e(x_i y_i) & N_k^e(x_j y_j) & N_k^e(x_k y_k) \end{pmatrix}$$

per ottenere la (1.1), la *funzione di forma* \mathbf{N}^e deve soddisfare le seguenti proprietà:

$$\mathbf{N}_m^e(x_m, y_m) = \mathbf{I}, \quad \mathbf{N}_m^e(x_n, y_n) = \mathbf{0}, \quad n, m = i, j, k \quad \text{con } n \neq m$$

1.2.1 Calcolo della deformazione e dello sforzo piano

Conoscendo lo spostamento di tutti i punti all'interno dell'elemento possiamo determinare la deformazione ($\boldsymbol{\varepsilon}^e$, *strain*) per ogni punto. L'equazione espressa in forma matriciale è data da:

$$\boldsymbol{\varepsilon}^e = \mathbf{L}\mathbf{u} \approx \mathbf{B}\mathbf{a}$$

con $\mathbf{B}=\mathbf{L}\mathbf{N}$, dove \mathbf{L} rappresenta un operatore lineare composto da:

$$\mathbf{L} = \begin{bmatrix} \frac{\partial}{\partial x}, & 0 \\ 0, & \frac{\partial}{\partial y} \\ \frac{\partial}{\partial y}, & \frac{\partial}{\partial x} \end{bmatrix}$$

In questo modo lo *strain* sarà dato da:

$$\boldsymbol{\varepsilon}^e = \begin{pmatrix} \varepsilon_x^e \\ \varepsilon_y^e \\ \gamma_{xy}^e \end{pmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{\partial}{\partial x}, & 0 \\ 0, & \frac{\partial}{\partial y} \\ \frac{\partial}{\partial y}, & \frac{\partial}{\partial x} \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} u \\ v \end{Bmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{\partial u}{\partial x} \\ \frac{\partial v}{\partial y} \\ \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \end{pmatrix} \quad |1.2|$$

dove ε_x^e , ε_y^e , sono le componenti normali della deformazione e γ_{xy}^e rappresenta la componente di taglio.

Consideriamo lo sforzo (*stress*, $\boldsymbol{\sigma}^e$) che agisce su ogni elemento e , assumendo la relazione lineare tra *stress* e *strain* nella seguente forma:

$$\boldsymbol{\sigma}^e = \mathbf{D}(\boldsymbol{\varepsilon}^e - \boldsymbol{\varepsilon}_0^e) + \boldsymbol{\sigma}_0^e \quad |1.3|$$

\mathbf{D} rappresenta la matrice di elasticità contenente le proprietà del materiale. Nel caso di uno *stress* piano le componenti dello *stress* da considerare saranno, analogamente a quelle dello *strain* descritto nella |1.2|, le seguenti:

$$\boldsymbol{\sigma}^e = \begin{pmatrix} \sigma_x^e \\ \sigma_y^e \\ \tau_{xy}^e \end{pmatrix}$$

La matrice \mathbf{D} è data dalla seguente espressione:

$$\mathbf{D} = \frac{E}{1 - \vartheta^2} \begin{bmatrix} 1 & \vartheta & 0 \\ \vartheta & 1 & 0 \\ 0 & 0 & \frac{1 - \vartheta^2}{2} \end{bmatrix}$$

dove, E e ϑ sono i moduli di elasticità longitudinali e trasversali, chiamati rispettivamente modulo di Young e rapporto di Poisson e sono dati da:

$$E = \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu} \quad \vartheta = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)}$$

dove λ e μ sono i parametri elastici detti anche parametri di Lamè.

1.2.2 Approccio diretto al problema

Le condizioni di equilibrio richiedono che le forze applicate ai nodi siano equivalenti agli sforzi applicati e ai carichi esterni. Le forze nodali applicate a ciascun elemento, chiamate \mathbf{q}^e , devono avere lo stesso numero di componenti degli spostamenti \mathbf{a}_i^e , \mathbf{a}_j^e , \mathbf{a}_k^e .

Nel caso di uno *stress* piano, le forze nodali per l'elemento e saranno espresse come:

$$\mathbf{q}_i^e = \begin{pmatrix} U_i^{ex} \\ V_i^{ey} \end{pmatrix}, \quad \mathbf{q}_j^e = \begin{pmatrix} U_j^{ex} \\ V_j^{ey} \end{pmatrix}, \quad \mathbf{q}_k^e = \begin{pmatrix} U_k^{ex} \\ V_k^{ey} \end{pmatrix}$$

dove U e V corrispondono alle direzioni di u e v ed il carico distribuito è dato da una forza di volume composta da :

$$\mathbf{b} = \begin{pmatrix} b_x \\ b_y \end{pmatrix}$$

per ottenere un equilibrio sulle forze nodali tra lo *stress* ai bordi e le forze di volume, si impone uno spostamento arbitrario (o virtuale) e si eguaglia il lavoro interno con quello esterno.

Sia lo spostamento virtuale $\delta \mathbf{a}^e$ ai nodi i, j, k . Lo spostamento ($\delta \mathbf{u}^e$) e lo *strain* ($\delta \boldsymbol{\varepsilon}^e$) dell'elemento sarà dato tramite la (1.1) e la (1.2) da:

$$\delta \mathbf{u}^e = \mathbf{N} \delta \mathbf{a}^e$$

$$\delta \boldsymbol{\varepsilon}^e = \mathbf{B} \delta \mathbf{a}^e$$

Il lavoro svolto dalle forze nodali sarà dato dalla somma dei prodotti tra le singole forze nodali e le corrispondenti deformazioni ai nodi ($L^{est} = \delta \mathbf{a}^{eT} \mathbf{q}^e$, dove con T si indica la trasposta). Il lavoro interno (L^{int}) per unità di volume è dato dalla distribuzione dallo *stress* e dalle forze di volume:

$$\mathbf{L}^{int} = \delta \mathbf{a}^{eT} \boldsymbol{\sigma} - \delta \mathbf{u}^{eT} \mathbf{b} \quad |1.4|$$

oppure sapendo che $(AB)^T = A^T B^T$ la |1.4| può essere scritta come:

$$\mathbf{L}^{int} = \delta \mathbf{a}^{eT} (\mathbf{B}^T \boldsymbol{\sigma}^e - \mathbf{N}^T \mathbf{b}^e)$$

uguagliando il lavoro interno con quello esterno, e integrando sul volume dell'elemento (V^e) otteniamo:

$$\delta \mathbf{a}^{eT} \mathbf{q}^e = \delta \mathbf{a}^{eT} \left(\int_{V^e} \mathbf{B}^T \boldsymbol{\sigma}^e d(vol) - \int_{V^e} \mathbf{N}^T \mathbf{b}^e d(vol) \right)$$

e' possibile semplificare il termine $\delta \mathbf{a}^{eT}$ in quanto questa relazione è valida per ogni spostamento virtuale, otteniamo quindi un'espressione valida per ogni relazione tra *stress* e *strain*:

$$\mathbf{q}^e = \int_{V^e} \mathbf{B}^T \boldsymbol{\sigma}^e d(vol) - \int_{V^e} \mathbf{N}^T \mathbf{b}^e d(vol) \quad |1.5|$$

dalla linearità dell'equazione |1.3| possiamo scrivere la |1.5| come:

$$\mathbf{q}^e = \mathbf{K}^e \mathbf{a}^e + \mathbf{f}^e \quad |1.6|$$

dove il termine \mathbf{K}^e rappresenta la rigidità:

$$\mathbf{K}^e = \int_{V^e} \mathbf{B}^T \mathbf{D} \mathbf{B} d(vol)$$

mentre \mathbf{f}^e viene espressa come:

$$\mathbf{f}^e = \int_{V^e} \mathbf{N}^T \mathbf{b} d(vol) - \int_{V^e} \mathbf{B}^T \mathbf{D} \boldsymbol{\varepsilon}_0^e d(vol) + \int_{V^e} \mathbf{B}^T \boldsymbol{\sigma}_0^e d(vol) \quad |1.7|$$

dove, i tre termini rappresentano rispettivamente le forze di volume, lo *strain* iniziale e lo *stress* iniziale.

Gli elementi e posizionati ai bordi, a differenza di quelli interni, sono soggetti a forze esterne superficiali \mathbf{t} per unità di area (Figura 1.2). Sull'area A^e di un elemento di bordo e , agisce un lavoro dato da:

$$- \int_{A^e} \mathbf{N}^T \mathbf{t} d(\text{area})$$

$$\mathbf{t} = \begin{pmatrix} t_x \\ t_y \end{pmatrix}$$

Una volta determinata lo spostamento ai nodi dalla [1.7] è possibile determinare lo *stress* per ogni punto dell'elemento e , sostituendo $\boldsymbol{\varepsilon}^e = \mathbf{B}\mathbf{a}$ nella [1.3] otteniamo che:

$$\boldsymbol{\sigma}^e = \mathbf{D}\mathbf{B}\mathbf{a}^e - \mathbf{D}\boldsymbol{\varepsilon}_0^e + \boldsymbol{\sigma}_0^e$$

dove $\mathbf{D}\mathbf{B} = \mathbf{Q}^e$ è chiamata matrice di *stress* dell'elemento, per cui si ha:

$$\boldsymbol{\sigma}^e = \mathbf{Q}^e \mathbf{a}^e - \mathbf{D}\boldsymbol{\varepsilon}_0^e + \boldsymbol{\sigma}_0^e$$

Per generalizzare le equazioni su tutto il mezzo discretizzato e composto da m elementi ed n nodi, sarà necessario riscrivere le espressioni per ognuno dei nodi. Di conseguenza i vettori avranno numero di componenti pari ad n . L'equazione [1.1] diventerà:

$$\mathbf{u}^m(x,y) = \mathbf{N}^m \mathbf{a}^n$$

con:

$$\mathbf{N}_p^m = \begin{cases} \mathbf{N}_p^m & i \in e \\ 0 & i \notin e \end{cases}$$

dove \mathbf{a} rappresenta le coordinate di tutti i punti nodali.

La condizione di equilibrio, per tutto il mezzo, si stabilisce in maniera analoga a quella per il singolo elemento. Considerando un sistema di forze esterne, ipotizzando uno spostamento virtuale ($\delta \mathbf{a}^n$) per tutto il mezzo si dovrà eguagliare alla somma dei lavori interni e la somma dei lavori esterni, per cui il principio del lavoro virtuale sarà espresso come:

$$-\delta \mathbf{a}^{mT} \mathbf{r}^m = \int_{V^m} \delta \mathbf{u}^{mT} \mathbf{b} d(\text{vol}) - \int_{A^m} \delta \mathbf{u}^{mT} \mathbf{t} d(\text{area}) + \int_{V^m} \delta \boldsymbol{\varepsilon}^{mT} \boldsymbol{\sigma}^m d(\text{vol}) \quad [1.8]$$

L'equazione è valida se si assume uno spostamento continuo, in cui $\delta \mathbf{a}$, $\delta \mathbf{u}$ e $\delta \boldsymbol{\varepsilon}$ possono essere completamente arbitrari. Per cui si ottiene:

$$\mathbf{q}^m = \mathbf{K}^m \mathbf{a}^m + \mathbf{f}^m \quad [1.9]$$

In cui \mathbf{f}^m sarà dato da:

$$\begin{aligned} \mathbf{f}^m = & \int_{V^m} \mathbf{N}^{mT} \mathbf{b} d(vol) - \int_{A^m} \mathbf{N}^{mT} \mathbf{t} d(area) + \int_{V^e} \mathbf{B}^T \mathbf{D} \boldsymbol{\varepsilon}_0^m d(vol) \\ & + \int_{V^e} \mathbf{B}^T \boldsymbol{\sigma}_0^m d(vol) \end{aligned}$$

Il principio dello spostamento virtuale assicura che siano soddisfatte le condizioni di equilibrio all'interno dei limiti prescritti dall'assunzione del pattern di deformazione.

1.2.3 Minimo di energia potenziale

Il principio del lavoro virtuale può essere scritto in diverse forme se le quantità $\delta \mathbf{a}$, $\delta \mathbf{u}$ e $\delta \boldsymbol{\varepsilon}$ vengono considerate come variazione delle quantità reali \mathbf{a} , \mathbf{u} , e $\boldsymbol{\varepsilon}$.

Quindi se \mathbf{r} , \mathbf{b} e \mathbf{t} sono conservative è possibile definire l'energia potenziale dei carichi esterni:

$$-\delta W^{mT} = -\delta \left(\mathbf{a}^T \mathbf{r}^m + \int_{V^m} \mathbf{u}^{mT} \mathbf{b} d(vol) - \int_{A^m} \mathbf{u}^{mT} \mathbf{t} d(area) \right)$$

allora l'ultimo termine della [1.8] $\left(\int_{V^m} \delta \boldsymbol{\varepsilon}^{mT} \boldsymbol{\sigma}^m d(vol) \right)$ per i materiali elastici può essere scritta in termini di “energia di deformazione” (δU) del sistema come:

$$\delta U = \int_{V^m} \delta \boldsymbol{\varepsilon}^{mT} \boldsymbol{\sigma}^m d(vol)$$

in cui dalla relazione costitutiva per comportamenti elastico lineari, descritta dalla [1.3], possiamo verificare che :

$$U = \frac{1}{2} \int_{V^m} \boldsymbol{\varepsilon}^{mT} \mathbf{D} \boldsymbol{\varepsilon}^m d(vol) - \int_{V^m} \boldsymbol{\varepsilon}^{mT} \mathbf{D} \boldsymbol{\varepsilon}_0^m d(vol) + \int_{V^m} \boldsymbol{\varepsilon}^{mT} \boldsymbol{\sigma}_0^m d(vol)$$

A questo punto possiamo riscrivere la [1.8] in termini di energia potenziale ed energia di deformazione:

$$\delta(U + W) = \delta(\varphi) = 0$$

in cui la quantità φ è chiamata “energia potenziale totale”. In questi termini l'equilibrio sarà assicurato se l'energia potenziale totale del sistema è costante rispetto agli spostamenti considerati. Quindi le equazioni agli elementi finiti ricavate con la [1.9] possono essere riscritte in modo seguente:

$$\frac{\partial \varphi}{\partial \mathbf{a}_n} = \begin{Bmatrix} \frac{\partial \varphi}{\partial \mathbf{a}_1} \\ \frac{\partial \varphi}{\partial \mathbf{a}_2} \\ \vdots \\ \frac{\partial \varphi}{\partial \mathbf{a}_n} \end{Bmatrix} = 0 \quad |1.10|$$

Il procedimento degli elementi finiti consiste nel minimizzare l'energia potenziale di un sistema, con il vincolo delle condizioni al contorno.

Per un materiale elastico lineare ed isotropo l'energia di deformazione U si ricava sapendo che $\boldsymbol{\varepsilon}^m = \mathbf{L}\mathbf{u}^m \approx \mathbf{B}\mathbf{a}^m$, che verrà espressa in forma quadratica:

$$U = \frac{1}{2} \int_{V^m} \boldsymbol{\varepsilon}^{mT} \mathbf{D} \boldsymbol{\varepsilon}^m d(vol) = \frac{1}{2} \mathbf{a}^{mT} \left[\int_{V^m} \mathbf{B}^T \mathbf{D} \mathbf{B} d(vol) \right] \mathbf{a}^m = \frac{1}{2} \mathbf{a}^{mT} \mathbf{K}^m \mathbf{a}^m$$

Per sistemi fisici, U è sempre positiva: ne segue che la matrice \mathbf{K}^m sarà definita positiva. Questa proprietà introduce delle semplificazioni nella soluzione dell'equazione degli spostamenti [1.9].

La funzione di forma scelta è importante perché, limita gli infiniti gradi di libertà del sistema, e perché il minimo dell'energia potenziale potrebbe non essere raggiunto, e questo avverrà indipendentemente dal numero delle suddivisioni del mezzo. Per assicurarsi che si raggiunga la convergenza devono essere soddisfatti alcuni criteri. I criteri che la funzione di spostamento deve rispettare sono:

- La funzione di spostamento scelta non dovrà consentire ad un elemento di deformarsi quando gli spostamenti nodali sono stati causati da un moto di corpo rigido.
- La funzione di spostamento deve avere una forma tale che, se gli spostamenti dei nodi sono compatibili con una condizione di *strain* costante, a questo punto tale *strain* costante potrà essere ottenuto.
- La funzione di spostamento deve essere scelta tale che la deformazione all'interfaccia tra gli elementi sia finita.

Sotto opportune condizioni, l'approssimazione degli spostamenti descritta come $\mathbf{u}^m(x,y) = \mathbf{N}\mathbf{a}^n$, può condurre alla soluzione esatta al decrescere della dimensione degli elementi. Questo avviene nel passaggio al limite con la dimensione degli elementi che tende a zero. In alcuni casi è possibile ottenere la soluzione esatta anche con un numero

finito di elementi. Questa possibilità dipende dall'espressione analitica della soluzione; matematicamente, discretizzare il dominio in elementi corrisponde a trovare un'espressione polinomiale che descrive la soluzione e che riproduce la soluzione esatta, che sarà tanto migliore quanto più si è vicini ai punti nodali. Tuttavia se la soluzione esatta è un polinomio di secondo grado, la soluzione esatta può essere ottenuta se le funzioni di forma riproducono tale funzione polinomiale. Questo è importante per capire come si possa determinare l'ordine di convergenza e quindi l'errore tra la soluzione trovata, la discretizzazione e la soluzione esatta. Grazie al teorema di Taylor la soluzione esatta può sempre essere approssimata da un polinomio nelle vicinanze di un punto P o del nodo n come:

$$\mathbf{u}^m = \mathbf{u}_n^m + \left(\frac{\partial \mathbf{u}^m}{\partial x} \right) (x - x_n) + \left(\frac{\partial \mathbf{u}^m}{\partial y} \right) (y - y_n)$$

Se all'interno dell'elemento di dimensione h è stato utilizzato un polinomio di grado p , l'errore nel riprodurre la soluzione esatta sarà dell'ordine $O(h^{p+1})$, dove O è un operatore matematico che permette di calcolare l'errore massimo e che è direttamente proporzionale alla grandezza della cella e inversamente proporzionale al grado del polinomio. Per cui, più piccolo sarà l'elemento e minore sarà l'errore commesso.

1.3 Il software MSC Marc-mentat

Il software utilizzato per la realizzazione di modelli numerici è il l'MSC.Marc-mentat (MSC.Software, 2010; <http://www.mscsoftware.com/>). Questo software, dedicato all'analisi non lineare agli elementi finiti, è stato progettato per simulare comportamenti di sistemi complessi non lineari per diversi tipi di materiali. MSC.Marc-mentat permette di disegnare la geometria e la griglia del mezzo che si vuole rappresentare, e consente inoltre di fissare vari tipi di contatti tra superfici e di inserire opportune condizioni stabiliti dall'utente anche attraverso l'utilizzo di subroutine.

2. Modellazione numerica: parametri reologici e geometrici

2.1 Realizzazione di un modello numerico

Tramite la modellazione numerica agli elementi finiti è possibile ricavare informazioni relative alle faglie, sia in superficie che in profondità. Il risultato di un modello numerico dipende maggiormente dalle condizioni al contorno, quindi la fase principale per la sua realizzazione è quella di conoscere bene le forze che generano la deformazione. In generale, per la costruzione di un modello numerico vanno considerati a-propri il sistema reologico, le condizioni al contorno, la presenza di faglie e/o altre strutture presenti nell'area che si sta studiando.

Una volta tracciata la geometria del modello si passa alla realizzazione di una griglia composta da elementi quadrilateri o triangolari su cui andranno applicate tutte le proprietà del mezzo e le condizioni al contorno. Per validare l'esattezza di un modello generalmente si confrontano i risultati della modellazione con i dati reali (tipicamente dati di tipo geodetici e/o di terreno). Vengono quindi generati una serie di test combinando insieme i vari parametri del modello al fine di fittare meglio i dati reali e dunque trovare il modello che meglio approssima la realtà (il procedimento è rappresentato nello schema in Figura 2.1)

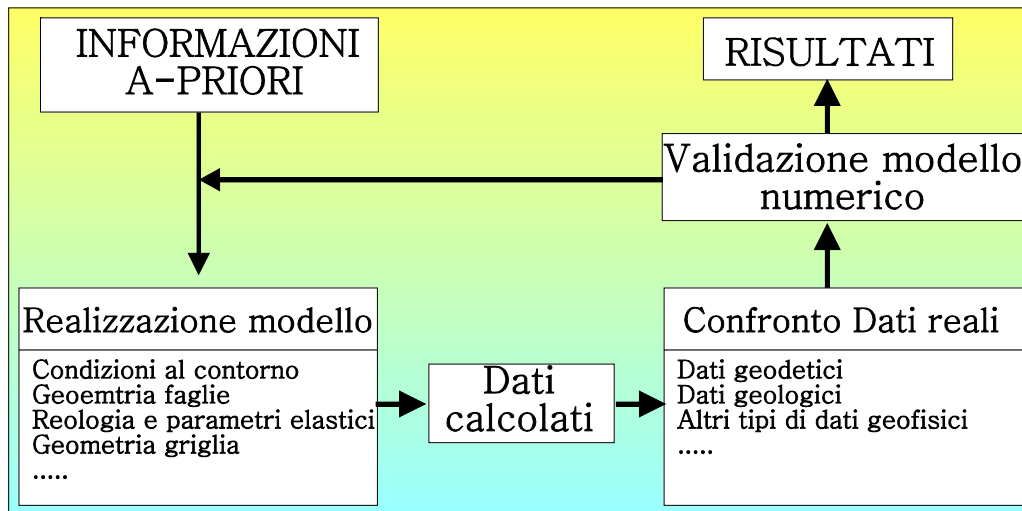


Figura 2.1: Passaggi fondamentali per la realizzazione di un modello numerico.

2.2 Reologia e modellazione

La reologia è una parte fondamentale della modellazione numerica. Tramite i modelli numerici possiamo riprodurre il comportamento di un mezzo sottoposto a sollecitazioni, per cui è fondamentale conoscere le caratteristiche del materiale che si vuole modellare. Ho realizzato dei test su una barretta in compressione (Figura 2.2) per studiare le variazioni di sforzo (*stress*) e deformazione (*strain*) in base alle differenti classi reologiche (*elasticità*, *plasticità*, *viscosità* e *creep*). Variando alcuni parametri è possibile controllare l'andamento dello *strain* e dello *stress* nel tempo. I parametri comuni a tutti i tipi di materiali sono il Modulo di Young (E), il rapporto di Poisson (ν), il tempo (T) e la velocità di deformazione (*strain rate*) (V). La barretta è lunga 60 m e profonda 5 m, è stata discretizzata in elementi quadrilateri di 1 m² (Figura 2.2a) e 0.5 m² (Figura 2.2b).

Per simulare un meccanismo compressivo all'interno della barretta è stato applicato uno spostamento orizzontale da destra verso sinistra sul bordo destro della barretta, come mostrato in Figura 2.2c. I nodi del bordo sinistro sono stati bloccati in direzione orizzontale e verticale, mentre i nodi del bordo superiore ed inferiore della barretta sono stati bloccati in direzione verticale e sono liberi di muoversi orizzontalmente.

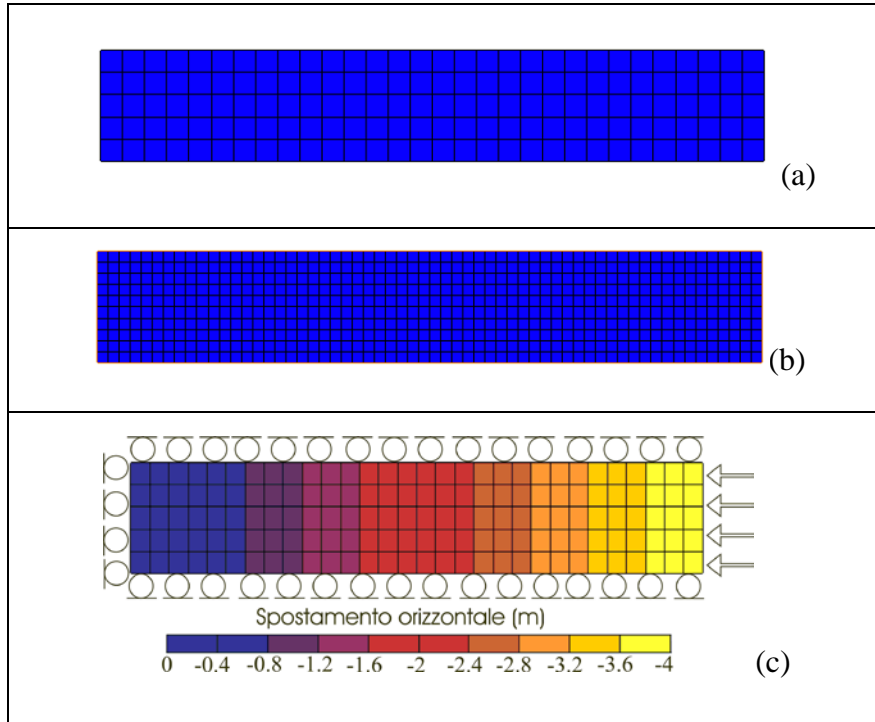


Figura 2.2: Barretta utilizzata per testare le reologie; (a), barretta suddivisa in 150 elementi quadrati (ogni elemento è grande 1 m²); (b), barretta suddivisa in 600 elementi quadrati; (c), condizioni al contorno e valori di spostamento verticale; le frecce indicano la direzione dello spostamento applicato; i cerchi indicano che gli elementi sono bloccati.

2.2.1 Elasticità

Un mezzo è definito elastico quando lo *stress* è linearmente proporzionale allo *strain*, e le proprietà meccaniche non hanno un'orientazione preferenziale. La deformazione di un mezzo elastico, è completamente irreversibile. Le proprietà elastiche di un mezzo sono descritte dalla legge di Hooke:

$$\varepsilon_{ij} = \left(\frac{1}{E}\right)(1 + \nu)\sigma_{ij} - \nu\sigma_{kk}\delta_{ij}$$

δ è la delta di Kronecker, E e ν sono rispettivamente il modulo di Young e il rapporto di Poisson. Essa ci mostra come la deformazione (ε_{ij}) subita da un corpo elastico è direttamente proporzionale alla forza (σ_{ij}) ad esso applicata. Le rocce si comportano in maniera elastica in condizioni di bassa temperatura e pressione.

Il comportamento elastico di un materiale è stato testato tramite una barretta in compressione (Figura 2.2 a,b) con i valori listati in Tabella 2.1. La deformazione in un

mezzo elastico è istantaneo pertanto il tempo di deformazione è molto breve. Quindi, i test sono stati calcolati in tempi che variano da 1 a 100 secondi. Il Test 3 listato in Tabella 2.1 ha gli stessi parametri del Test 2, con la differenza che il calcolo è stato effettuato sul modello con più elementi rappresentato in Figura 2.2 b.

<i>TEST n°</i>	<i>E(GPa)</i>	ν	<i>V(m/s)</i>	<i>Tempo (s)</i>
1	11	0.33	0.1	80
2			1	8
3			1	8

Tabella 2.1: Parametri utilizzati per il test sull'elasticità. E, modulo di Young; ν , rapporto di Poisson; V, velocità.

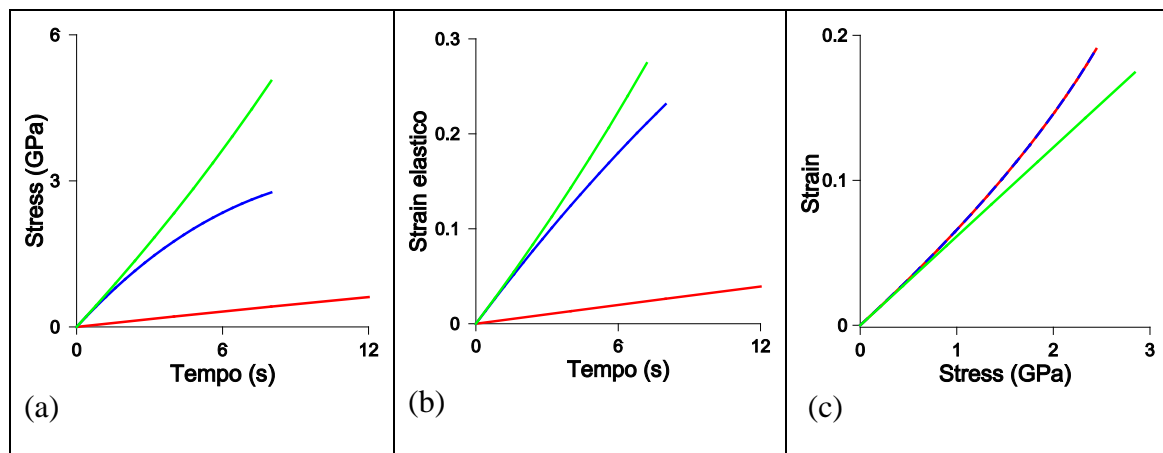


Figura 2.3: (a) Curva stress – tempo; (b) curva strain elastico - tempo; (c) curva stress - strain; le curve sono state calcolate con i parametri utilizzati nella Tabella 2.1; Test n° 1, curva rossa; Test n°2 curva blu; Test n° 3, curva verde.

A parità di parametri elastici, maggiore è il tempo di deformazione e minore sarà la deformazione elastica come mostrato in Figura 2.3 per i test 1 e 2. Il test effettuato sulla barretta con più elementi (Figura 2.2b) invece ha un andamento più lineare, quindi è più rappresentativo delle proprietà elastiche del mezzo; per cui, in questo caso, suddividere il mezzo con un maggior numero di elementi permette di ottenere un risultato migliore.

Quando lo sforzo compressivo viene rimosso, la barretta torna nella sua forma iniziale, di conseguenza, anche lo *stress* e la deformazione elastica tornano nella posizione di origine, come mostrato nella Figura 2.4.

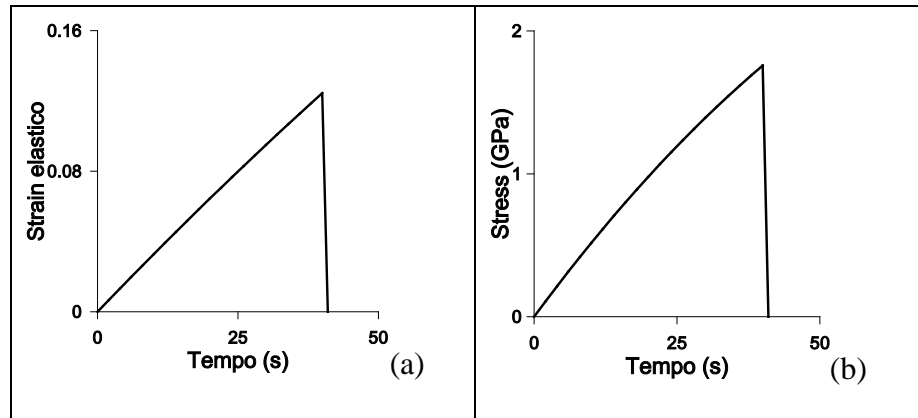


Figura 2.4: (a) Curva tempo – strain elastico, (b) curva stress - tempo. I parametri sono relativi al test N°2 della Tabella 2.1.

2.2.2 Elasticità oscillante

Considerando un tempo variabile oscillante, la deformazione e lo *stress* variano a loro volta in maniera oscillante (Figura 2.5). I parametri elastici utilizzati sono, Y pari a 11 GPa, ν pari a 0.33, il tempo di 400 secondi e la velocità paria a 0.01 m/s. Il test è stato effettuato sulla barretta di Figura 2.2a.

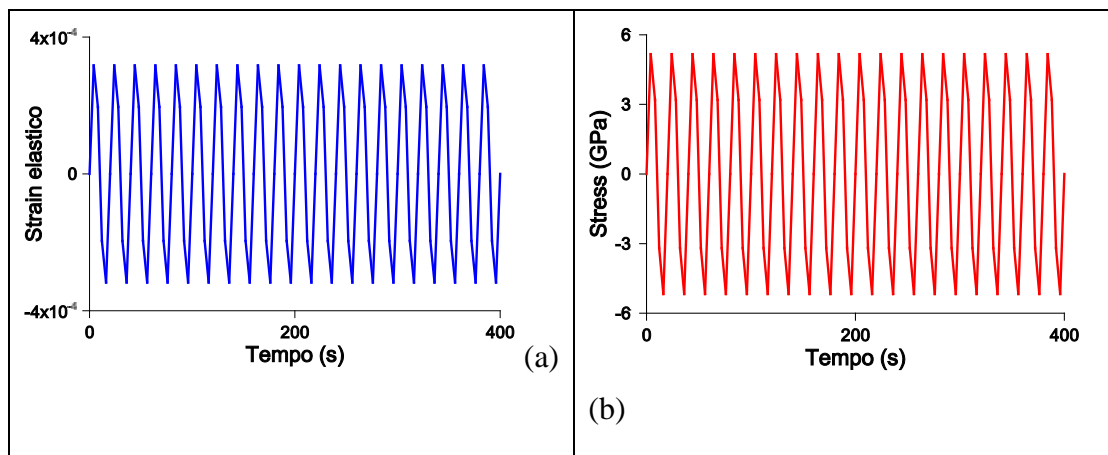


Figura 2.5: (a) Curva tempo - strain elastico; (b) curva tempo – stress, calcolati con i parametri del test n° 2 in Tabella 2.1.

2.2.3 Plasticità

La plasticità descrive la deformazione di un materiale che cambia la sua forma in modo irreversibile in risposta ad uno *stress* applicato. Quando lo *stress* applicato supera un certo valore chiamato *Yield stress* (Y_s), il materiale si rompe nel caso fragile, mentre nel caso plastico, inizia a deformarsi in maniera duttile. I test sulla plasticità sono stati effettuati sulla barretta di Figura 2.2a, con i parametri listati in Tabella 2.2.

TEST n°	E(GPa)	ν	V(m/s)	Tempo (s)	Y_s (GPa)
1	11	0.33	1e-3	4e+3	0.05
2					0.4
3			1e-4	4e+4	0.4

Tabella 2.2: Parametri utilizzati per il test sulla plasticità. E, modulo di Young; ν , rapporto di Poisson; V, velocità; Y_s , yield stress.

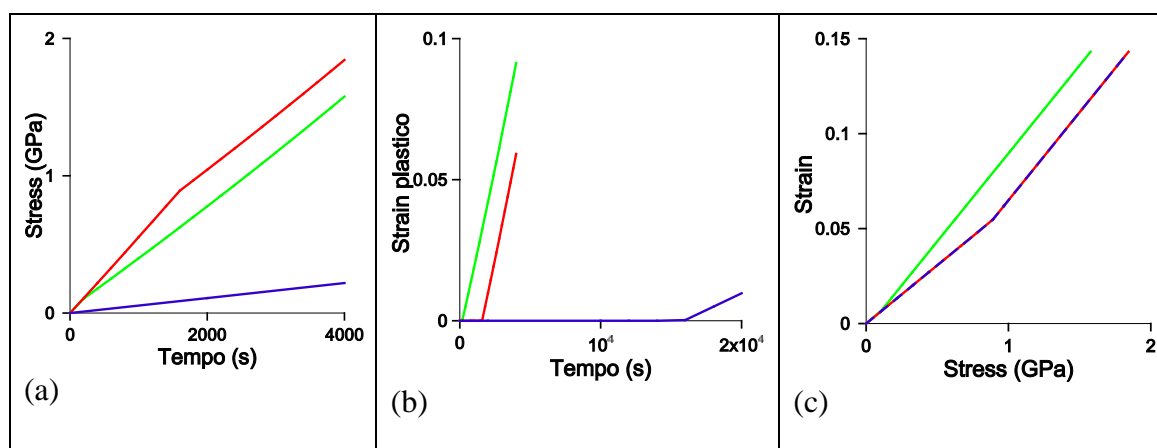


Figura 2.6: (a) Curva stress – tempo; (b) curva strain plastico - tempo; (c) curva stress - strain; le curve sono state calcolate con i parametri utilizzati nella Tabella 2.2; Test n° 1, curva rossa; Test n°2 curva verde; Test n° 3, curva blu.

Aumentando lo *yield stress* diminuisce la deformazione plastica e aumenta quella elastica (Figura 2.6), questo accade perché la deformazione diventa plastica una volta superato lo *yield stress*. A parità di *yield stress* invece la deformazione plastica diminuisce se diminuisce lo *strain rate*. Il fatto che la deformazione di un mezzo plastico sia irreversibile si osserva dalla Figura 2.7 in cui al rilascio dello *stress* la deformazione non torna perfettamente a zero, al contrario del mezzo elastico (Figura 2.4).

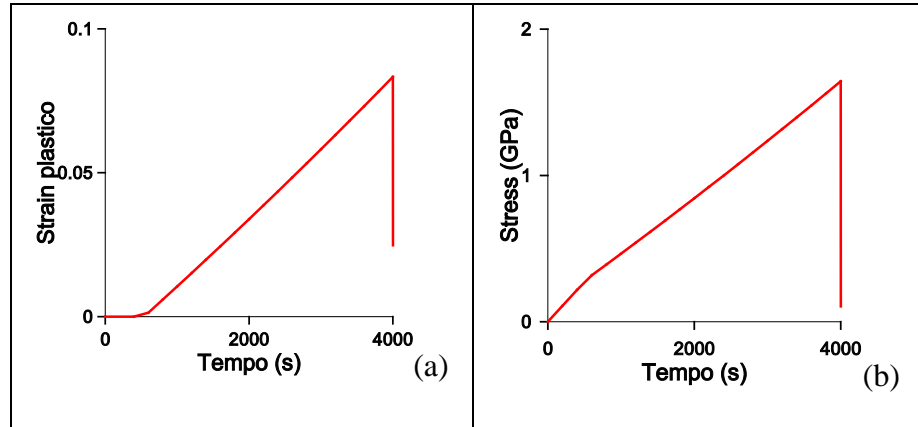


Figure 2.7: (a) Curva tempo – strain plastico, (b) curva stress - tempo. I parametri sono relativi al test N°3 in Tabella 2.2.

2.2.4 Viscosità

La viscosità è la misura della resistenza di un materiale a fluire. Esistono due classi di fluidi importanti, il mezzo Newtoniano in cui lo *strain rate* è linearmente proporzionale allo *stress* applicato (4), e il mezzo non-Newtoniano (*power-law*) in cui lo *strain rate* ($\dot{\epsilon}$) è proporzionale all'ennesima potenza (n) dello *stress* (σ).

$$\dot{\epsilon} = \left(\frac{1}{2}\eta\right)\sigma \rightarrow \text{Mezzo Newtoniano}$$

$$\dot{\epsilon}_s = A\sigma_s^n \rightarrow \text{Mezzo non-Newtoniano}$$

Dove A è in funzione della temperatura, della pressione e parametri del materiale, η è la viscosità lineare o Newtoniana.

2.2.5 Viscoelasticità

Un mezzo che si comporta in modo elastico su intervalli di tempo brevi e in modo viscoso su intervalli di tempo lunghi è definito viscoelastico. Il modello di Maxwell dei materiali viscoelastici è rappresentato da un materiale in cui lo *strain rate* è dato dalla somma di uno *strain rate* elastico lineare $\dot{\epsilon}_l$, e da uno *strain rate* viscoso lineare $\dot{\epsilon}_v$:

$$\dot{\epsilon} = \dot{\epsilon}_l + \dot{\epsilon}_v$$

La legge che relaziona lo *strain rate*, lo *stress* e la velocità di cambio di *stress* per un materiale viscoelastico di Maxwell è la seguente:

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial t} = \frac{1}{2\mu} \sigma + \frac{1}{E} \frac{\partial \sigma}{\partial t}$$

Dove μ è la viscosità, ed E il modulo di Young.

E' stato testato il comportamento di un mezzo viscoelastico variando la velocità di deformazione e il Tempo di Maxwell (Tabella 2.3). Per intervalli di tempi brevi, la deformazione elastica aumenta (a parità di *strain rate*, Test n° 1) (Figura 2.8). Mentre per intervalli di tempi più lunghi come nel Test n° 3 la deformazione è prevalentemente viscosa.

TEST n°	E(MPa)	ϑ	Bulk(GPa)	V(m/s)	Tempo(s)	T1	T2
1	11	0.33	0.02	1e-2	4e+2	60	70
2				1e-4	4e+4		0
3				1e-5	4e+5		

Tabella 2.3: Parametri utilizzati per il calcolo della viscoelasticità. E, modulo di Young; ϑ, rapporto di Poisson; V, velocità; Bulk, modulo di Bulk; T1 e T2, tempi di Maxwell.

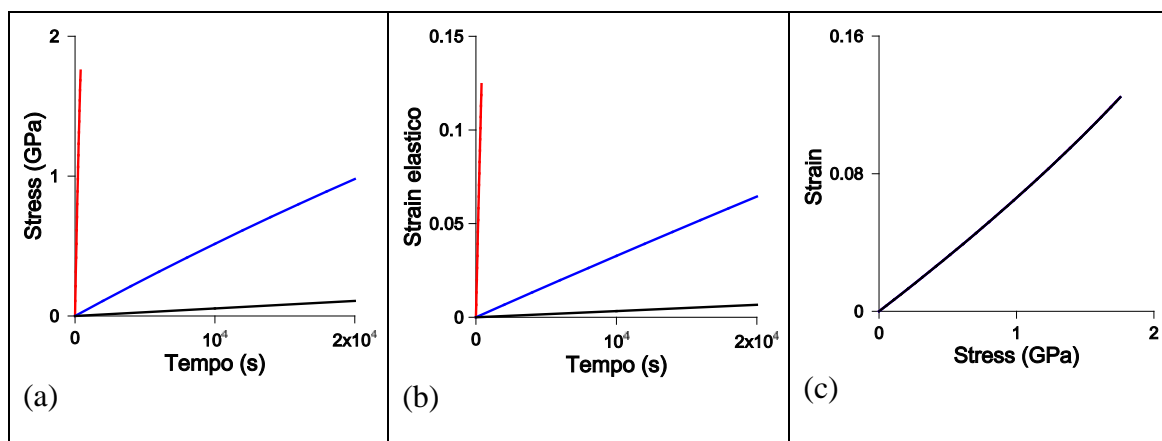


Figura 2.8: (a) Curva stress - Tempo (b) curva tempo – strain elastico; (c) curva stress-strain, calcolate con i parametri utilizzati nella Tabella 2.3, Test n° 1, curva rossa; Test n°2 curva blu; Test n° 3, curva nera.

2.2.1 Viscoplasticità

La viscoplasticità descrive le caratteristiche di un solido la cui deformazione dipende dalla velocità con cui viene applicata una forza. Il tipo di deformazione è plastico quindi non recuperabile. I test sono stati effettuati sulla barretta in compressione di Figura 2.2a. I grafici in Figura 2.9 sono stati generati mantenendo fissi il coefficiente A , l'esponente dello *stress* m e del creep n , e variando lo Yield *stress* Y_s , come descritto in Tabella 2.4. Il software MSC.Marc utilizza la formulazione della *power-law* per simulare la viscoplasticità, ed è espressa come:

$$\dot{\varepsilon} = A \sigma^m \varepsilon^n$$

In cui A è una costante, σ è lo *stress* con esponente m e, ε è lo *strain* con esponente n .

TEST n°	E(GPa)	ϑ	V(m/s)	Tempo(s)	Y_s (GPa)	A	m	n
1	11	0.33	1e-2	4e+3	0.03	1	1	8
2			1e-4	4e+4	0.1			
3			1e-3	4e+3	0.3			

Tabella 2.4: Parametri utilizzati per il calcolo della viscoplasticità. A , coefficiente; m , esponente dello stress; n , esponente dello strain; E , modulo di Young; ϑ , rapporto di Poisson; V , velocità; Y_s , yield stress.

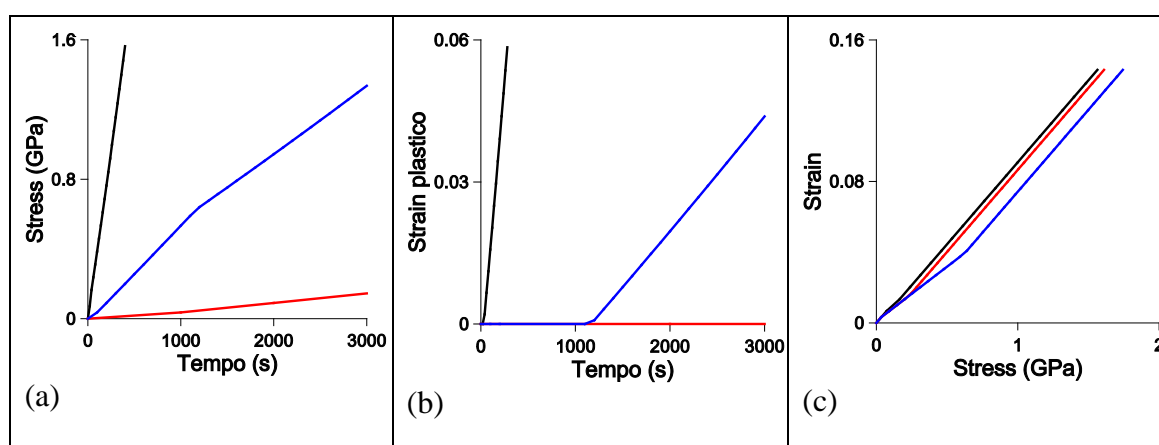


Figura 2.9: (a) Curva tempo-stress; (b) curva tempo- strain plastico; (c) curva stress-strain, calcolate con i parametri elencati in Tabella 2.4; Test n° 1, curva nera; Test n°2 curva blu; Test n° 3, curva rossa.

Aumentando lo *yield stress*, la deformazione plastica diminuisce ed aumenta quella viscosa. Questo accade perché quando lo *stress* supera il valore di *yield stress*, il mezzo inizia a deformarsi in maniera plastica. Il test n° 3 (Figura 2.9 e Tabella 2.4) si deforma in maniera completamente viscosa, in quanto la deformazione plastica è zero. Il test n° 1, al contrario, si deforma maggiormente in modo plastico. Una fase di deformazione intermedia (test n°2) tra viscoso e plastico, si ottiene con un valore di *yield stress* pari a 0.1 GPa e con un tempo di deformazione più lungo rispetto ai test n°1 e n° 3.

2.2.2 Creep

Il creep è un processo di deformazione plastica che si sviluppa nel tempo, eventualmente fino a rottura, anche se la temperatura e la sollecitazione meccanica applicata rimangono costanti. Si possono individuare tre stadi di deformazione (Figura 2.10) in base alla velocità di deformazione:

- primo stadio (creep primario): veloce decremento del creep.
- secondo stadio (creep secondario): lento decremento del creep.
- terzo stadio (creep terziario): veloce aumento del creep.

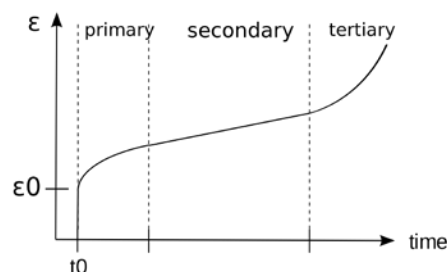


Figura 2.10: Le tre fasi della deformazione per creep.

La formulazione utilizzata per il calcolo del *creep* è la stessa di quella utilizzata per la viscoplasticità. E' stata testata una deformazione per *creep* (*creep strain*) sulla barretta in compressione variando il tempo di deformazione e gli esponenti dello *stress* (m) e dello *strain* (n). A parità di *yield stress* e, esponenti dello *stress* e dello *strain*, il *creep strain* diminuisce quando aumenta il tempo di deformazione (Figura 2.11 e Tabella 2.5).

TEST n°	E(GPa)	ϑ	V(m/s)	Tempo(s)	Y_s (GPa)	A	m	n
1	11	0.33	1e-4	4e+4	0.02	1	3	1
2			1e-3	4e+3	0.4	1	1	4
3			1e-4	4e+4	0.4			

Tabella 2.5: Parametri utilizzati per il calcolo del creep. A, coefficiente; m, esponente dello stress; n, esponente dello strain; E, modulo di Young; ϑ , rapporto di Poisson; V, velocità; Y_s , yield stress.

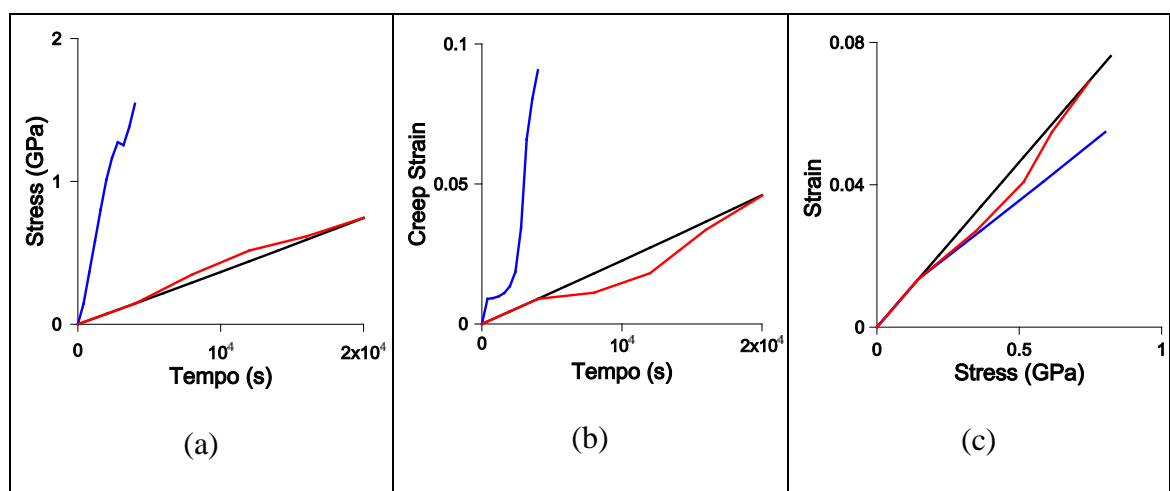


Figura 2.11: (a) Curva tempo-stress; (b) curva tempo-creep strain; (c) curva stress-strain, calcolate con i parametri elencati in Tabella 2.5; Test n° 1, curva nera; Test n°2 curva blu; Test n° 3, curva rossa.

2.3 Geometria e strati: modello di Colfiorito (Centro Italia)

Per comprendere come la geometria di un modello e la presenza di una variabilità litologica possano influenzare il risultato di un modello numerico, ho sviluppato alcuni modelli prendendo in esame la faglia di Colfiorito nel centro Italia (Figura 2.12a). I risultati di questi modelli sono stati confrontati con i modelli analitici calcolati con il metodo di Okada (Okada, 1992).

2.3.1 Inquadramento geologico

La faglia di Colfiorito fa parte del gruppo di faglie attive dell'Appennino Umbro-Marchigiano (Figura 2.12a). Questo sistema di faglie borda i principali bacini Quaternari continentali. Le evidenze geomorfologiche, geologiche e sismologiche

sembrano confermare l'ipotesi che queste faglie siano attive (vedi ad esempio, Bosi, 1975; Deschamps et al., 1984, Ficarelli e Mazzo, 1990, Lavecchia 1994, Barba e Basili 2000, Boncio e Lavecchia 2000).

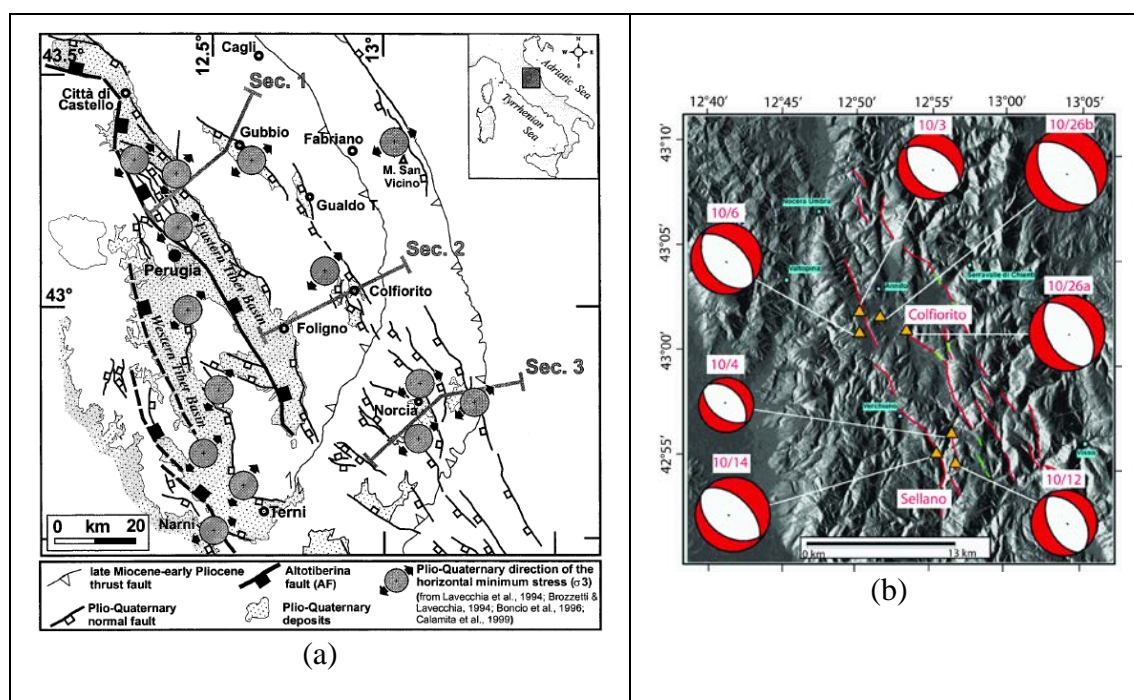


Figura 2.12. (a) Mappa strutturale della regione Umbro-Marchigiana, rappresentante le principali faglie normali dell'area (Boncio et al., 2000); (b) meccanismi focali dei principali eventi del 1997 nell'area di Colfiorito (modificato da Santini et al., 2004)

In particolare nell'area di Colfiorito sono stati registrati svariati eventi sismici nel periodo tra il 1997 e il 1998. In un arco temporale di circa due mesi, si sono verificati 6 eventi con magnitudo >5 (Tabella 2.6), e un evento con magnitudo 4.6, localizzati nell'area di Colfiorito-Sellano. I meccanismi focali mostrano tutti eventi con una componente principale normale (Figura 2.12b) (Santini et al., 2004).

Per definire la geometria del modello ho utilizzato le sezioni geologiche di Basili et al., 2001 e Barchi et al., 2009 mostrati in Figura 2.13. Le sezioni mostrano la faglia di Colfiorito in superficie la faglia ha un dip di 60° - 70° , in profondità il piano di faglia cambia inclinazione e, da 2-4 km fino a 8-10 km, ha un dip di 35° - 45° .

La faglia disloca l'intera successione sedimentaria composta da Evaporiti triassiche, Carbonati del Giurassico-Paleogene, Torbiditi mioceniche, Flysh del Quaternario, e infine il Basamento del Paleozoico (Figura 2.13). In particolare si ha un raddoppio dello strato carbonatico sia al *footwall* che all' *hangingwall*.

No.	Data	Zona	Strike	Dip	M_o	$M_o * 10^{25}$	Mw	ML	Depth (Km)
1	26/09/97	Colfiorito	156	38	0.38	dyne-cm	5.6	5.6	6.6
2	26/09/97	Colfiorito	142	39	1.14	dyne-cm	5.9	5.8	5.7
3	3/10/97	Colfiorito	141	43	0.09	dyne-cm	5.2	5	6.2
4	4/10/97	Sellano	125	49	0.02	dyne-cm	4.6	4.6	6
5	6/10/97	Colfiorito	145	40	0.17	dyne-cm	5.4	5.4	7.1
6	12/10/97	Sellano	154	51	0.08	dyne-cm	5.2	5.1	5.9
7	14/10/97	Sellano	122	38	0.34	dyne-cm	5.6	5.5	6.6

Tabella 2.6: Principali eventi nell'area di Colfiorito-Sellano del 1997 (Modificato da Santini et al., 2004).

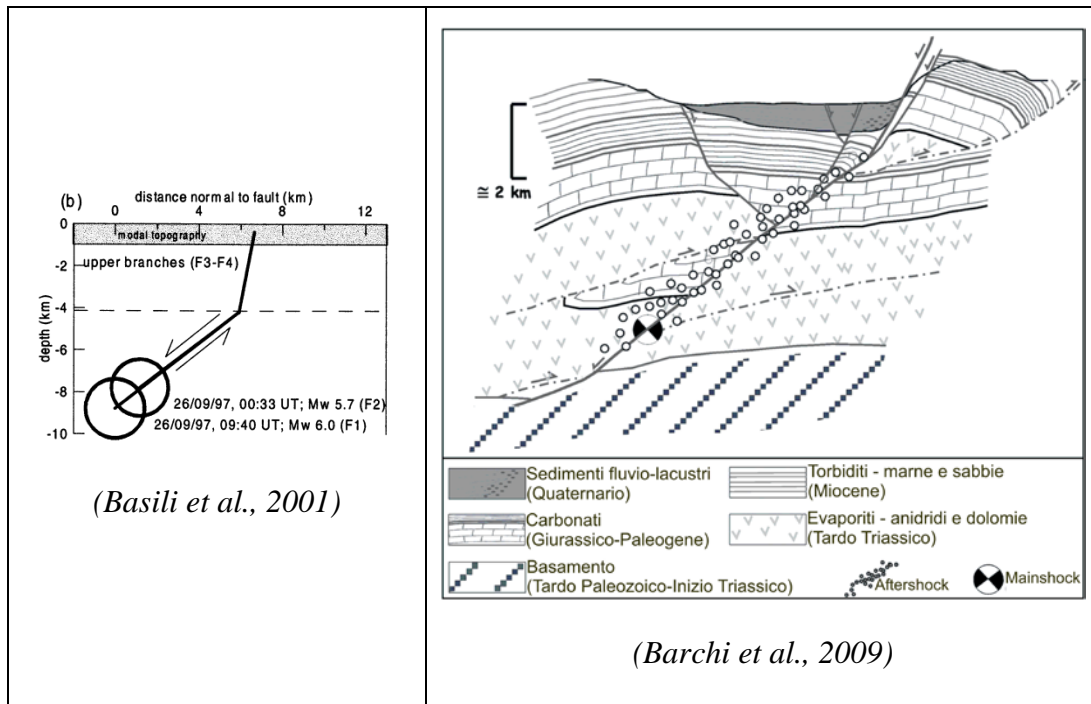


Figura 2.13: Sezioni geologiche utilizzate per la realizzazione del modello numerico, rappresentante la faglia di Colfiorito (a,b), e la stratigrafia (b).

2.3.1 Il modello numerico

Il modello omogeneo ed elastico (Figura 2.14), è lungo 300 km e profondo 100 km, suddiviso in 12102 elementi quadrilateri con 12283 nodi posti ai vertici di ogni elemento.

In riferimento alla sezione di Basili et al. (2009) Figura 2.13a e' stata inserita una faglia principale (Figura 2.14) lunga 10 km, il tip superiore arriva a 3 km di profondità, il dip è di 40° ovest immergente. Su questa faglia è stato applicato uno slip di 1 m (con il metodo descritto da Megna et al., 2005). Ai bordi del modello i nodi sono stati fissati in direzione orizzontale e verticale. Successivamente, è stata aggiunta una faglia secondaria (Figura 2.14) ad alto angolo, con un dip di 70°.

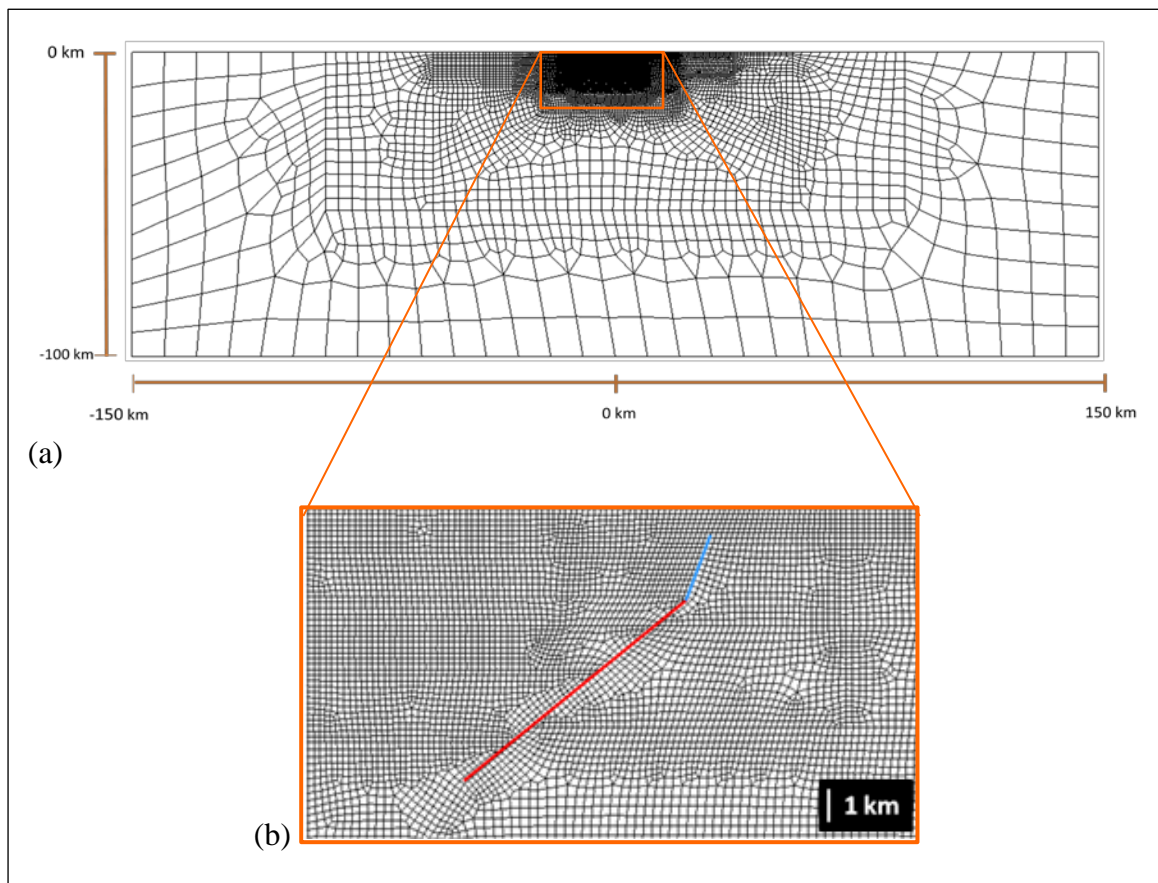


Figura 2.14: (a) Geometria e griglia del modello numerico. (b) particolare del modello numerico; in rosso faglia principale, in blu faglia secondaria.

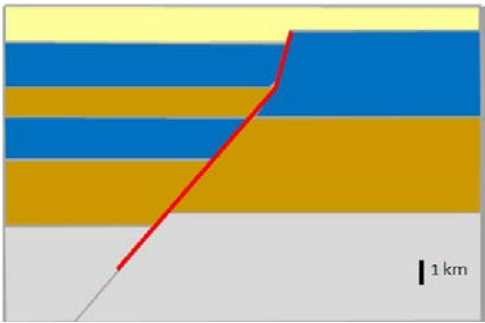




		ρ (kg/m ³)	ν	E (Pa)	<p>Schema stratigrafico</p> 
Modello omogeneo		2800	0.35	1E11	
Torbiditi		2300	0.36	9.03E9	
Calcari		2600	0.39	4.53E10	
Evaporiti		2800	0.35	8.77E10	
Basamento		2840	0.35	6.91E10	

Tabella 2.7: Parametri elastici utilizzati nel modello, a destra schema stratigrafico del modello, in rosso la faglia di Colfiorito. ρ , densità, ν , rapporto di Poisson, E, modulo di Young.

Per rendere il modello più realistico è stata inserita una stratigrafia semplificata ricavata dalla sezione in Figura 2.13b. La successione stratigrafica (Tabella 2.7), composta da Torbiditi, Calcari, Evaporiti e Basamento, presenta un raddoppiamento degli strati nel blocco di *hangingwall* della faglia.

Quindi sono stati testati sei modelli considerando una combinazione di caratteristiche geometriche e stratigrafiche elencate di seguito:

- 1) il modello omogeneo con la faglia principale;
- 2) il modello omogeneo, la faglia principale e la faglia secondaria considerando le due unite come fossero una faglia listrica;
- 3) il modello omogeneo la faglia principale e la faglia secondaria considerando le due faglie separate di 600 m;
- 4) il modello a strati con la faglia principale;
- 5) il modello a strati, la faglia principale e la faglia secondaria considerando le due unite come fossero una faglia listrica;

- 6) il modello a strati, la faglia principale e la faglia secondaria considerando le due faglie separate di 600 m;

2.3.2 risultati e conclusioni

Per ogni modello ho calcolato lo spostamento verticale e orizzontale in superficie e confrontato questi risultati con gli spostamenti orizzontali e verticali calcolati con il metodo analitico di Okada (1992). Come si osserva dalla Figura 2.15c,d il modello numerico omogeneo è in accordo con il modello analitico. I risultati sono del tutto simili a quelli ottenuti nel modello Megna et al. (2008) per il caso omogeneo ad una faglia, pertanto le differenze rispetto al modello analitico sono minori del 5%. La presenza di una faglia secondaria ad alto angolo fa aumentare sia lo spostamento verticale che quello orizzontale. Nel caso in cui le due faglie sono collegate tra loro a formare una faglia listrica la deformazione aumenta notevolmente, soprattutto lo spostamento orizzontale. Mentre, se le due faglie sono separate la deformazione diminuisce rispetto a quella prodotta dalla faglia listrica (Figura 2.15e,f). Questo accade perché il mezzo utilizzato nel modello è elastico, mentre nella realtà è plastico. Inoltre l'effetto della stratigrafia amplifica notevolmente la deformazione, come si osserva nella Figura 2.15a,b.

In conclusione il modello che produce la deformazione maggiore è quello stratificato con le due faglie unite (Figura 2.15a,b e Figura 2.16c,d). Dalla Figura 2.15a,b, si evince come, rispetto al modello omogeneo, la presenza della stratigrafia influisca maggiormente sulla deformazione orizzontale e meno su quella verticale. Il parametro che incide più degli altri sulla deformazione, sia verticale che orizzontale, è la presenza della dislocazione della faglia secondaria unita a quella principale (Figura 2.15b,d). Infatti, nel modello stratificato, essa produce circa 30 cm di spostamento in più verticale rispetto a al modello con una sola faglia.

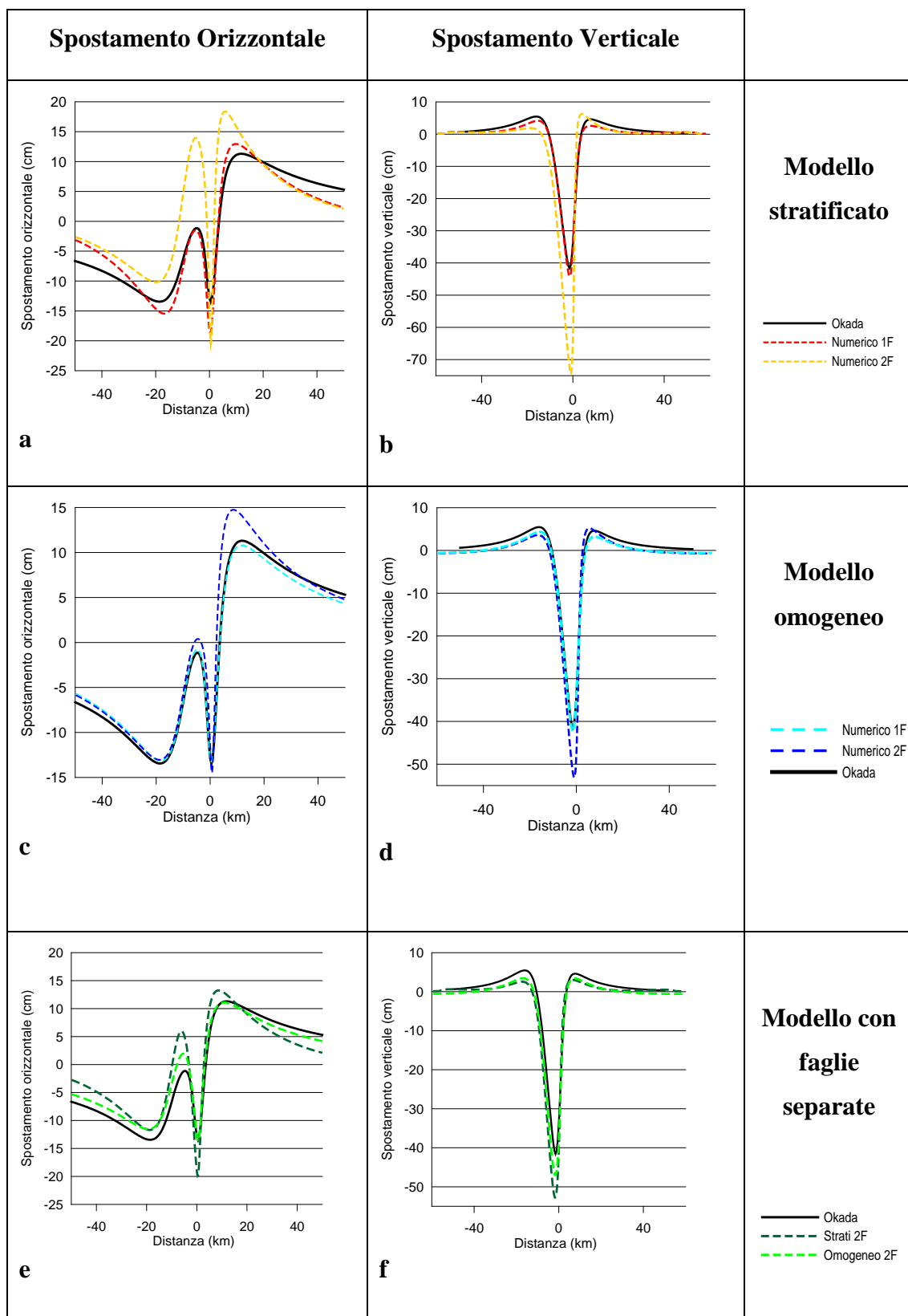


Figura 2.15 Deformazione orizzontale e verticale di sei modelli e confronto con il modello analitico di Okada.

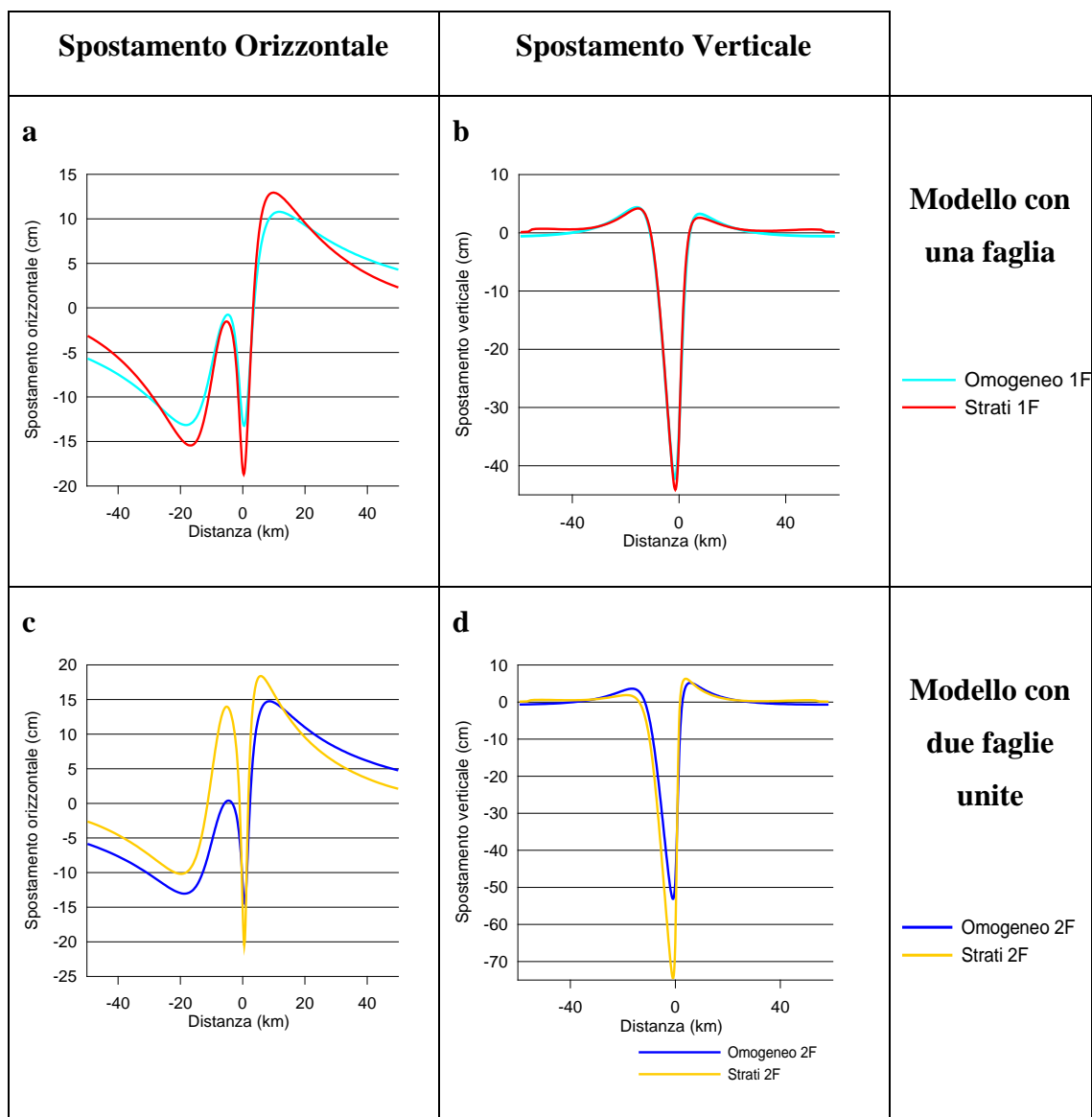


Figura 2.16: Confronto della deformazione (orizzontale a,c; e verticale b,d) tra modello omogeneo (celeste in a,b; blu in b,c) e modello stratificato (rosso in a,b; giallo in b,c), per i modelli ad una faglia (a,b) e per il modello con la faglia secondaria (c,d).

3. Modelli numerici VS modelli analogici

La modellazione analogica si basa sul principio della scalabilità delle proprietà meccaniche delle rocce, riproducendo ad una scala temporale e dimensionale ridotta i processi naturali che si sviluppano solitamente lungo lassi temporali molto ampi (tempi geologici). In particolare i modelli analogici sono utilizzati da molto tempo in geologia per gli studi che riguardano la cinematica delle strutture geologiche (es. Graveleau et al., 2012) . Un ampio uso di tali tecniche è anche rivolto alla comprensione dei meccanismi deformativi che si sviluppano nella crosta superiore fragile. Per tali scopi vengono utilizzati materiali granulari (es. sabbie di quarzo, polvere di gesso, miscele caolinite) con comportamenti coerenti ai criteri di rottura delle rocce che si vogliono simulare. Le limitazioni di queste tecniche sono state da sempre l'impossibilità di quantificare con precisione la distribuzione dello *stress* e dello *strain* all'interno degli esperimenti, anche se recentemente nuove tecniche di monitoraggio ed analisi cercano di colmare questo gap (es. van Gent et al., 2010). Le limitazioni di questa tecnica sono intrinsecamente connessi con la scala del modello che necessariamente semplifica alcune complessità naturali. Un ottimo sostegno per il modello analogico viene dalla modellazione numerica, che riesce a dare maggiore completezza al risultato e a simulare con maggior precisione alcune proprietà dei materiali.

Un esempio semplice, di modello analogico, è rappresentato dallo studio di Withjack et al. (1990) sulle faglie normali. Il modello è composto da un apparato di alluminio, che simula il meccanismo della deformazione distensiva, e da un riempimento di argilla che simula la parte superiore della crosta come un mezzo plastico (Figura 3.1). Con questo esperimento gli autori vogliono studiare la formazione di faglie normali ad alto angolo durante una fase distensiva in relazione al tipo di geometria del piano di faglia principale. Dai risultati si osserva che, in seguito alla deformazione del piano di faglia principale, si formano nuove strutture ad alto angolo (Figura 3.2). Queste strutture si originano in prossimità del tip superiore della faglia principale. Variando il dip della faglia principale varia anche il dip delle nuove strutture.

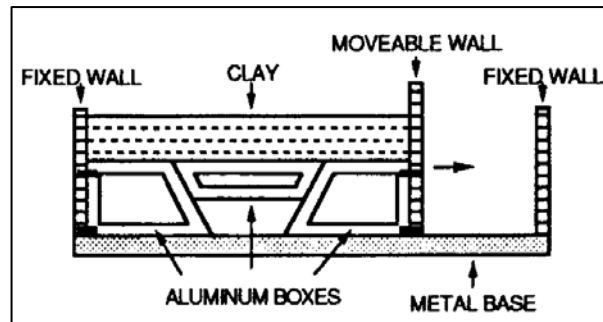


Figura 3.1 : schema della struttura del modello analogico di Withjack et al. (1990).

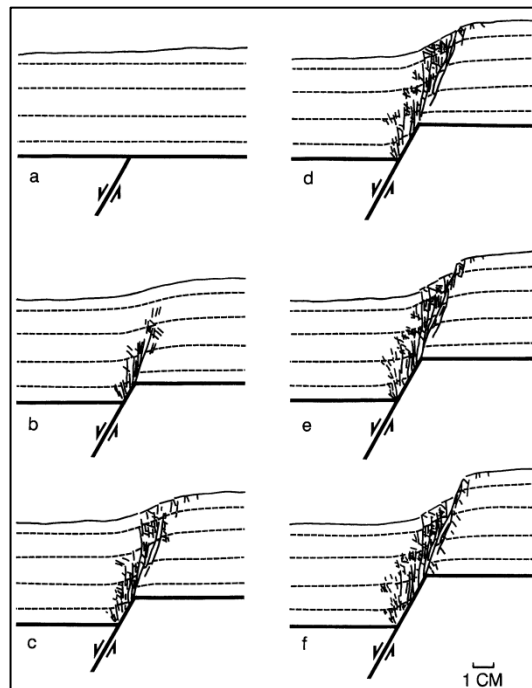


Figura 3.2 : Soluzione del modello analogico, il piano della faglia principale ha un dip di 60°: si muove come una faglia normale con diversi step; (a) 0.0 cm; (b) 1 cm; (c) 1.5 cm; (d) 2 cm; (e) 2.5 cm; (f) 3 cm. I tratti neri, in prossimità del piano di faglia, rappresentano le strutture di nuova formazione (Withjack et al., 1990).

3.1 Messina: modello analogico e numerico

Definire la corretta localizzazione di faglie che non hanno un'espressione in superficie può essere molto più complicato rispetto ad una faglia che presenta un rigetto visibile. Per questo motivo, l'interpretazione dell'espressione in superficie di una faglia normale cieca è ancora un tema molto dibattuto. Un esempio ben noto è rappresentato dalla faglia localizzata nello Stretto di Messina (Sud Italia), questa, è stata indicata come la possibile responsabile del terremoto di Mw 7.1 del 28 dicembre 1908 (Boschi et al,

1989;. Valensise e Pantosti, 1992). L'interpretazione dell'espressione in superficie di tale faglia è ancora un tema molto dibattuto.

Utilizzando la modellazione analogica insieme a quella numerica è possibile investigare l'evoluzione delle strutture secondarie dovute al movimento di una faglia principale.

3.1.1 Introduzione

Il modello analogico elaborato da Bonini et al. (2011), riproduce l'evoluzione tettonica di una faglia normale cieca a basso angolo che rappresenta la faglia di Messina (Sud-Italia) (Figura 3.3a). Questa faglia è stata associata all'evento del 28 dicembre 1908 (Mw 7.1) ed è localizzata nell'area dello stretto di Messina (Figura 3.3b). La faglia di Messina è lunga 40 km, ha un dip di 30° e si estende dai 3 ai 12 km di profondità (Figura 3.3c).

Il meccanismo del modello analogico è basato sull'attivazione della *master fault*. Le faglie normali ad alto angolo, sintetiche ed antitetiche, si sviluppano nel blocco di *hangingwall* in seguito all'attivazione della *master fault*.

I modelli numerici sono stati utilizzati per calcolare la distribuzione della deformazione del modello analogico, ma anche per verificare l'ipotesi di una migrazione progressiva della deformazione della *master fault* dal *tip* superiore verso il basso.

Il confronto tra i risultati del modello analogico e numerico, mostra delle similitudini relative all'evoluzione complessiva della localizzazione e dello sviluppo deformativo dell'area.

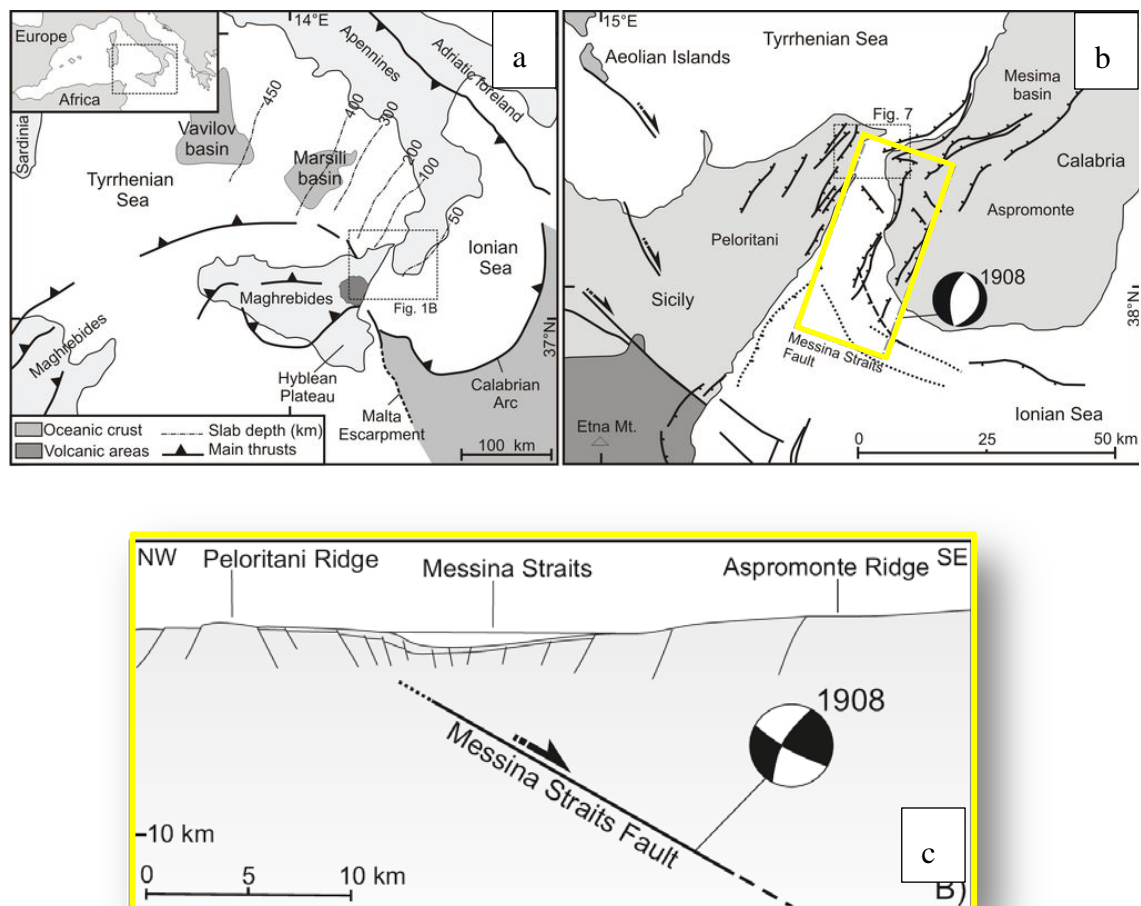


Figura 3.3: Mappa (a,b) e sezione (c) della faglia di Messina (master fault) localizzata nello stretto di Messina (Bonini et al., 2011).

3.1.2 set-up del modello analogico

Il modello analogico di Bonini et al., 2011 è stato sviluppato partendo da una sequenza stratigrafica semplificata che rappresenta le condizioni naturali delle rocce della crosta superiore (ad esempio, Hubbert, 1937), quindi è stata utilizzata la sabbia asciutta per modellare la crosta superiore fragile. Il modello è in scala 1:100,000 (1 cm = 1 km).

L'apparato meccanico è stato progettato in maniera specifica per riprodurre in 2D il movimento della faglia sismogenetica localizzata nello Stretto di Messina (*master fault*). La geometria del modello è caratterizzata da una *sandbox* (struttura del modello) lunga 60 cm (Figura 3.4) con un piano inclinato, che simula la *master fault*, di 30° e lungo 20 cm; l'interno di questo apparato meccanico è riempito da sabbia asciutta che

rappresenta il blocco di hangingwall. Sul piano della *master fault* è stato applicato uno strato, spesso 1 cm, di micro-biglie, in modo da riprodurre un valore basso di frizione basale, permettendo alla sabbia nel blocco di hangingwall di scivolare sul piano inclinato (Figura 3.4).

Per simulare l'estensione è stata applicata una barra mobile (*sliding backstop*), a destra del modello, che si muove progressivamente verso il basso, scorrendo (Figura 3.4) sul piano inclinato (*master fault*). Questo permette l'evoluzione del sistema di faglia dal punto di vista bidimensionale, in cui è prevista la formazione e lo sviluppo di segmenti di nuove porzioni di faglia. L'esperimento è stato sviluppato con un valore normale di gravità (9.8 m/s), lo spostamento totale della barra mobile è di 3.5 cm con due fasi intermedie di 0.5 cm e 2 cm, rispettivamente (Figura 3.5A,B,C). Questi tre step deformativi servono a verificare la formazione e l'evoluzione delle diverse strutture che si originano all'interno della *sandbox*.

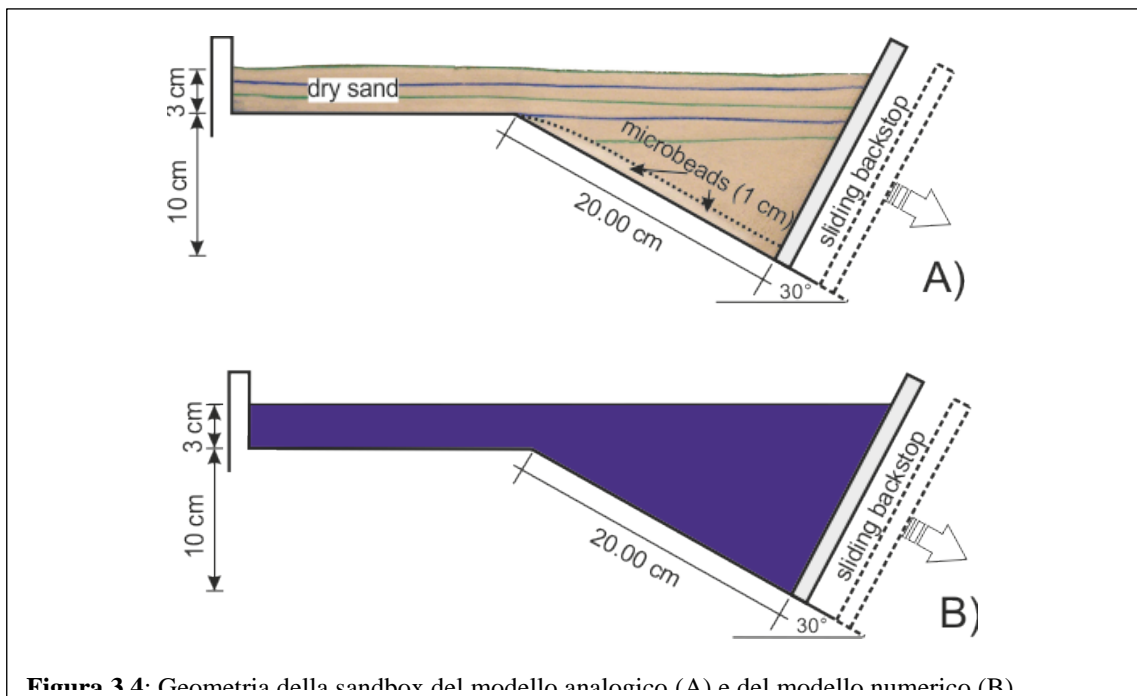


Figura 3.4: Geometria della sandbox del modello analogico (A) e del modello numerico (B)

3.1.3 Set-up del modello numerico

Il modello numerico è stato implementato mediante l'analisi agli elementi finiti, calcolata tramite il software MSC.Marc. La *sandbox* numerica ha la stessa geometria del modello analogico (Figura 3.4). La griglia agli elementi finiti che rappresenta la sabbia include 9697 nodi e 9405 elementi quadrilateri di dimensioni variabili. Nelle

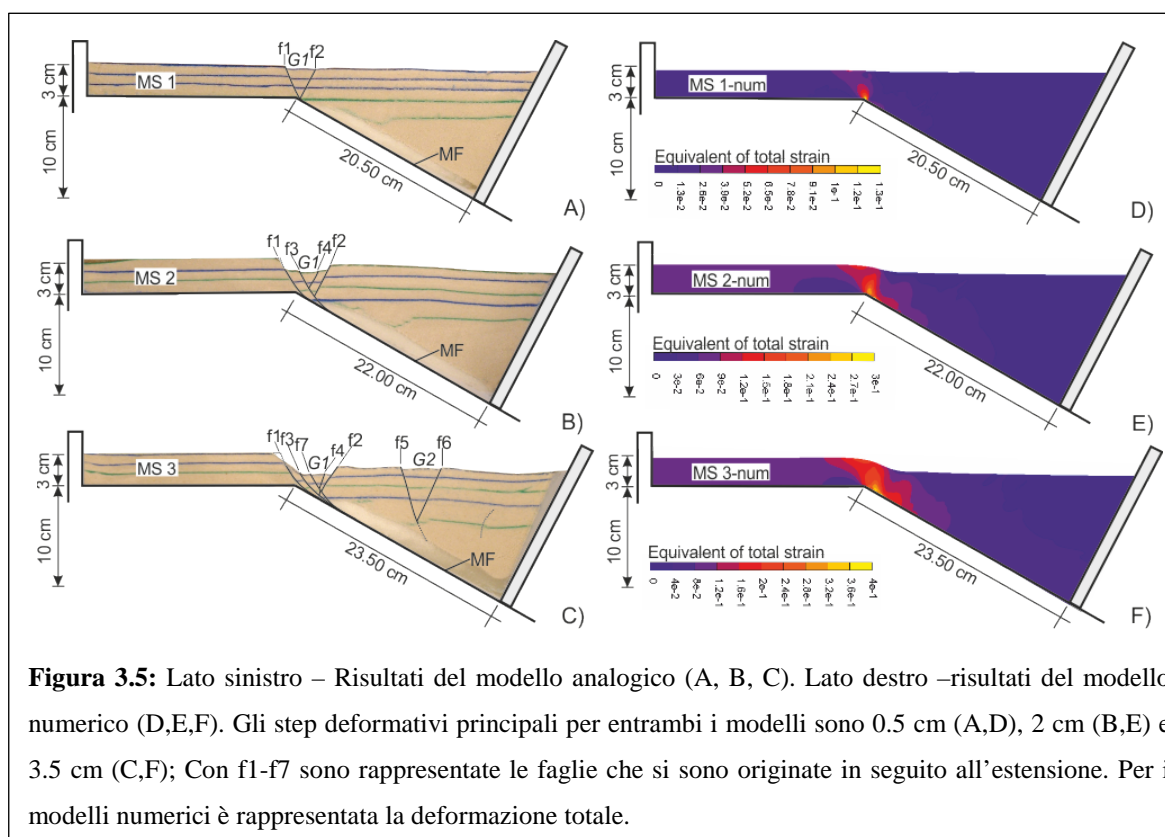
zone di interesse, la grandezza dell'elemento ha le dimensioni di 0.15 cm. La frizione applicata sul piano della *master fault* è di $\mu=0.1$, e simula la frizione dovuta alle microbiglie nel modello analogico. Anche per il modello numerico, il meccanismo che genera la deformazione è dovuto ad una barra mobile che si muove con tre *step* deformativi di 0.5 cm, 2 cm e 3.5 cm (Figura 3.5D,E,F). La sabbia è stata modellata come un mezzo elastoplastico rappresentato dalla formulazione lagrangiana, le proprietà dei materiali utilizzati nella modellazione analogica e numerica sono listati in Tabella 3.1.

3.1.1 Risultati e conclusioni

Dai risultati della modellazione analogica e numerica si osserva che, tutte le faglie sintetiche ed antitetiche ad alto angolo di nuova formazione, sono direttamente collegate alla deformazione della *master fault* a basso angolo. Le strutture che si sono formate durante i primi due *step* deformativi, fino a 2 cm di estensione della barra mobile (*f1-f2* in Figura 3.5A, *f1-f4* in Figura 3.5B), sono concentrate principalmente al tip superiore della *master fault* come mostrato in Figura 3.5 nei casi A e B per il modello analogico e D ed E per il modello numerico.

<i>Parametri</i>	<i>Modello analogico</i>	<i>Modello numerico</i>
<i>Coesione</i>	~ 10 Pa	-
<i>Frizione interna</i>	sabbia: 33° microbiglie: 24°	-
<i>Rapporto di scala</i>	1:100,000	1:100,000
<i>Modulo di Young</i>	-	11 GPa
<i>Rapporto di Poisson</i>	-	0.35
<i>Densità</i>	-	2 g/cm ³
<i>Yield stress</i>	-	7 Mpa

Tabella 3.1: Parametri utilizzati nella modellazione analogica e numerica.



Aumentando l’estensione da 2 cm a 3.5 cm, parte della deformazione si trasferisce in profondità, lungo il piano della *master fault*. Inoltre si ha la formazione di nuove strutture nella parte centrale dell’*hangingwall* (f5 e f6, Figura 3.5C,F).

I risultati del modello analogico sono consistenti con quelli del modello numerico. Infatti, come conseguenza dell’estensione dovuta alla barra mobile, la deformazione aumenta al tip superiore della *master fault*, successivamente si estende in profondità e infine nell’ultimo step si genera la deformazione nella parte centrale (Figura 3.6).

Mettendo insieme i risultati dei due modelli (Figura 3.6), è possibile affermare che in natura l’attività a lungo termine delle faglie normali cieche hanno le seguenti caratteristiche:

- 1) il massimo della deformazione avviene in corrispondenza del tip superiore della *master fault*, durante i primi stadi deformativi;

- 2) lo *stress* e lo *strain* migrano progressivamente verso il basso (all'aumentare dell'estensione), e di conseguenza, aumenta l'area delle zone estensionali di nuova formazione.

3.1.2 Il modello a due strati

Successivamente, il modello numerico è stato migliorato aggiungendo uno strato superiore più plastico (Figura 3.7a). Tale incremento di plasticità fa aumentare la deformazione in superficie. Lo strato superiore aggiuntivo ha uno spessore di 1.5 cm e uno *yield stress* pari a 3.2 MPa mentre la parte inferiore pari a 7 MPa. Entrambi gli strati hanno densità pari a 1500 kg/m^3 , modulo di Young 10 GPa, e rapporto di Poisson di 0.1. la differenza sostanziale rispetto al vecchio modello sta nel miglioramento della deformazione superficiale, infatti con il modello a doppio strato, la parte superiore più plastica fa aumentare la deformazione nei punti di maggiore debolezza (Figura 3.7b). Questo fa sì che il risultato della modellazione è del tutto simile a quello ottenuto con il modello analogico. Inoltre è possibile osservare la progressione della deformazione più nel dettaglio, fornendo in questo modo, un ottimo contributo per capire l'evoluzione nel tempo della rottura. In particolare, si osserva che nel processo di formazione della prima struttura (*f1* nel modello analogico, Figura 3.5), la deformazione inizia in superficie in corrispondenza del *tip* superiore della *master fault*, si sviluppa verso il basso per poi collegarsi con la *master fault*. Il dip della *f1* è maggiore del dip della *master fault*, e in generale tutte le altre faglie che si formano nel blocco di *hangingwall* hanno dip maggiore di 30° .

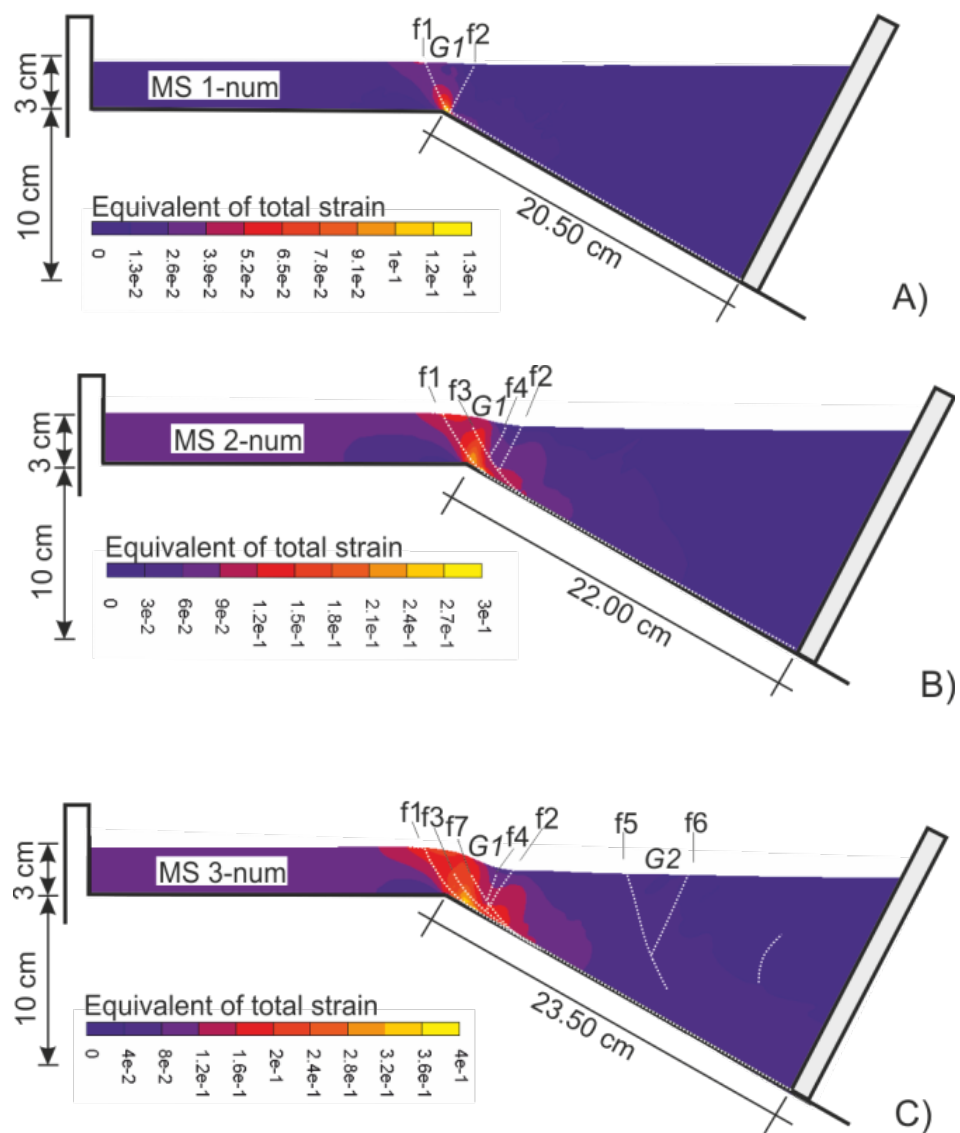


Figura 3.6: Risultati del modello numerico. Le linee bianche tratteggiate rappresentano le faglie risultanti dal modello analogico.

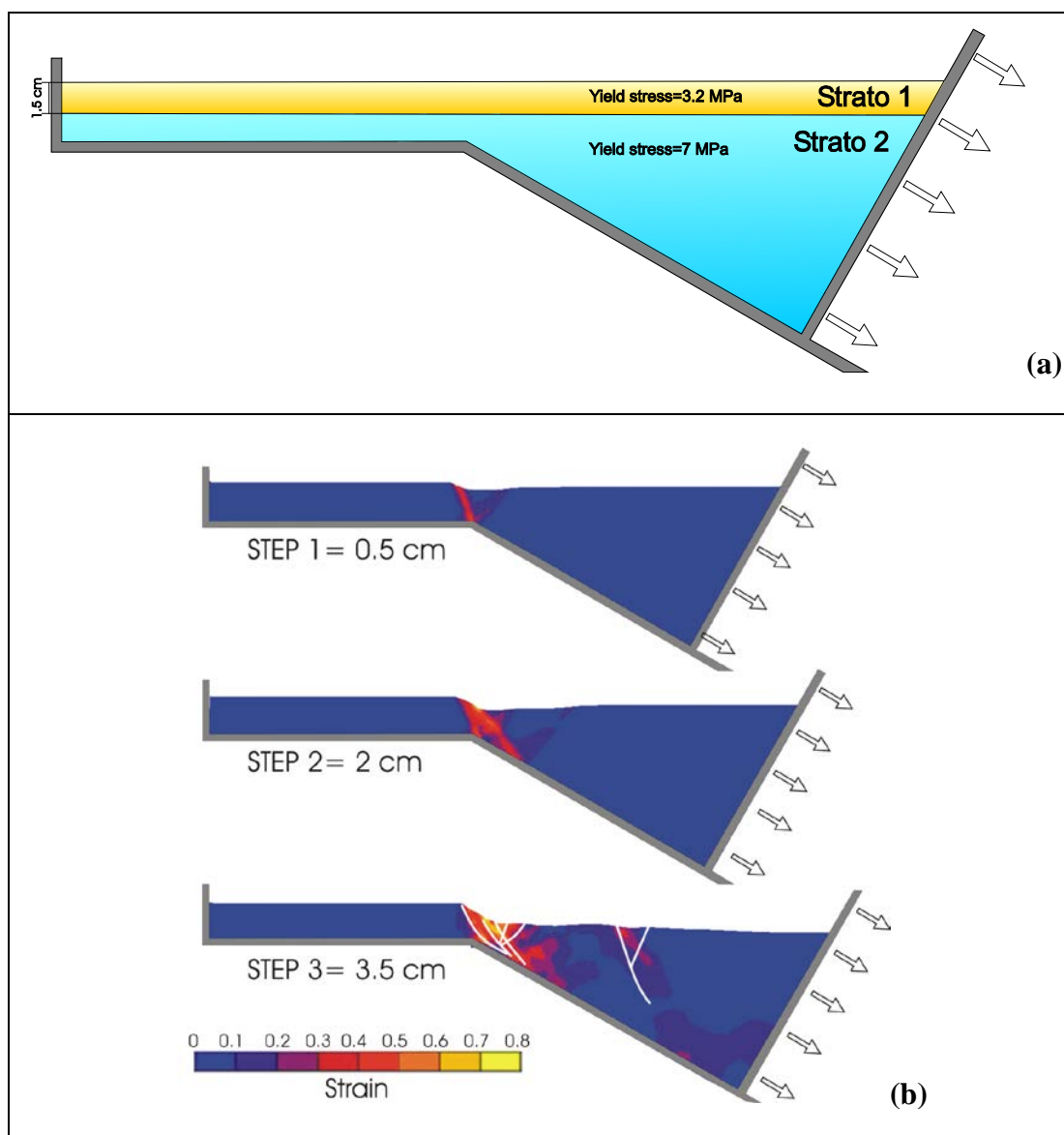


Figura 3.7: (a) Modello di Messina a doppio strato. (b) risultato in strain del modello a doppio strato per tre step deformativi; Step 1, 0.5 cm; Step 2, 2 cm; Step 3, 3.5 cm.

4. Potenziale sismogenetico dalle faglie bloccate

4.1 Ciclo sismico e faglie bloccate

In un ciclo sismico la fase intersismica è quella che viene dopo la fase post-sismica e che precede un forte terremoto (Figura 4.1). Durante la fase intersismica è molto utile individuare le faglie bloccate poiché esse hanno un forte potenziale sismogenetico (e.g., Chamot-Rooke and Le Pichona 1999, Simoes et al. 2004). In generale, la porzione bloccata di una faglia può accumulare *stress*, che verrà rilasciato quando la faglia si sblocca generando un terremoto (e.g., Subarya et al. 2006, Konca et al. 2008, Moreno et al. 2010).

Diversi studi hanno descritto la fase intersismica, principalmente utilizzando dati di tipo geodetico o geofisico (e.g., Mazzotti et al. 2000, Simoes et al. 2004, Brooks et al. 2011), che hanno scale di tempo differenti. I dati geodetici registrano la deformazione a scale di tempo che sono più corte di un intervallo tra due forti terremoti [e.g., Wei et al. 2010]. Il campo di *stress* derivato usando i dati di pozzo e il campo di *stress* derivato usando i terremoti, descrivono l'attività tettonica del periodo attuale [e.g., Zoback 1992]. Le osservazioni geologiche quali le velocità verticali derivanti da dati di uplift e velocità di subsidenza [e.g., Cook and Royden 2008, Huang et al. 2010] registrano diversi cicli sismici ed aiutano a vincolare la tettonica per lunghi periodi di tempo.

4.1 Faglie bloccate e magnitudo

In letteratura esistono molti articoli riguardanti il calcolo dell'ampiezza delle faglie bloccate durante il periodo intersismico, mediante la modellazione di dati di tipo geodetico e geofisico. E' importante sottolineare che tali faglie bloccate, hanno generato un terremoto di magnitudo proporzionale alle dimensioni del segmento bloccato. Questo è accaduto ad esempio per la zona del Chile, in cui Brooks et al., 2003 avevano calcolato l'ampiezza di una faglia bloccata, lungo la zona in subduzione, di

circa 50 km, gran parte di questa faglia si è sbloccata nel 2010 generando un terremoto di magnitudo 8.8. Un caso simile è avvenuto per il terremoto del Giappone nel 2011 con M_w 9, in cui Mazzotti et al., 2001 prevedevano un'ampiezza di faglia bloccata pari a circa 70 km. Altri esempi sono il terremoto di Sumatra nel 2004 con M_w 9 (Simoes et al., 2004), o nel centro Italia per il terremoto dell'Aquila nel 2009 M_w 6 (Doglioni et al., 2011).

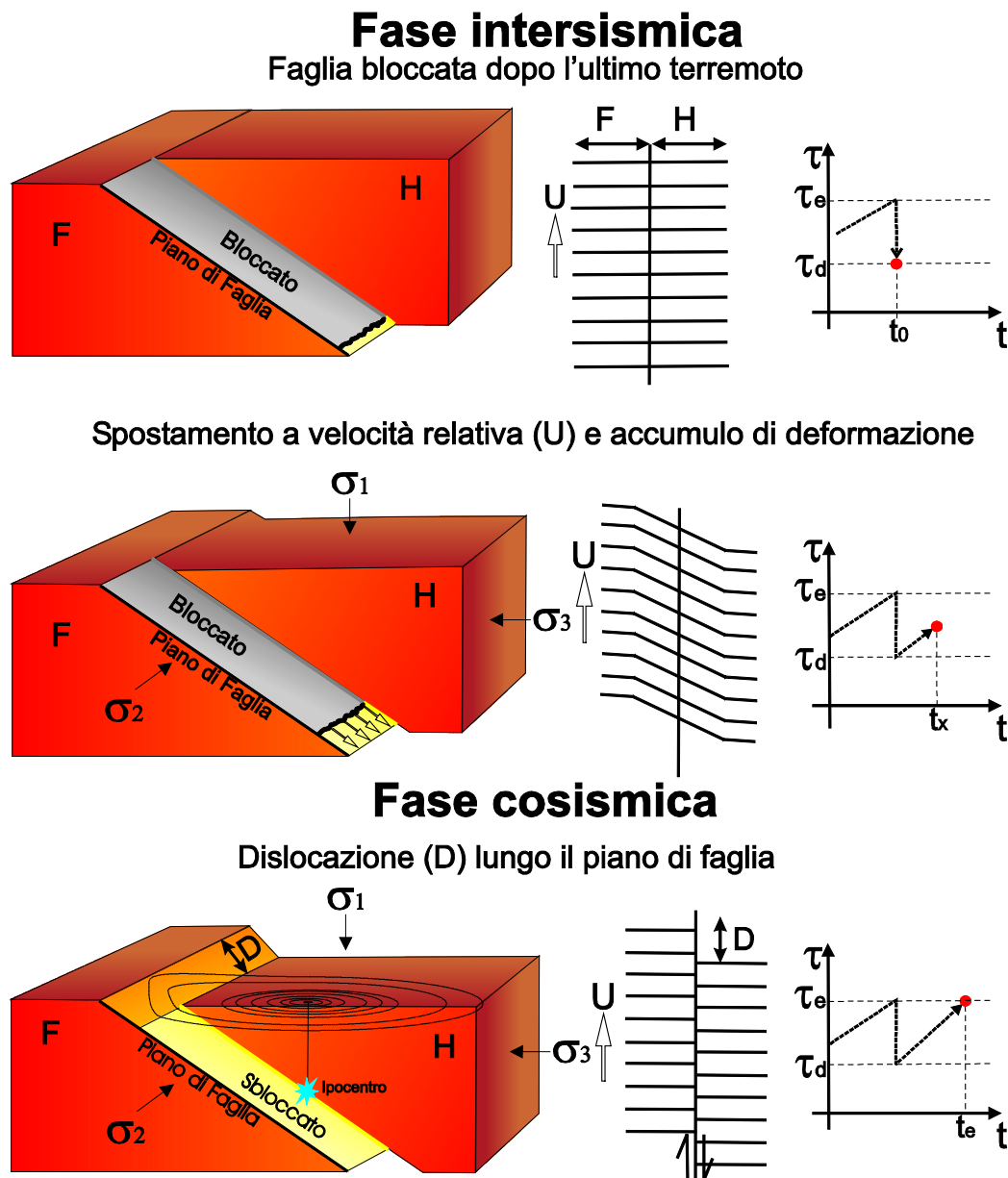


Figura 4.1: Schema della fase intersismica e cosismica di un ciclo sismico. U, velocità relativa di deformazione; $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$, le tre componenti dello stress. τ_d , resistenza di taglio all'istante τ_0 in cui la faglia è bloccata; τ_x , istante in cui la faglia bloccata accumula deformazione; τ_e , istante in cui la faglia si sblocca generando un terremoto, con una resistenza di taglio pari a τ_e . D, dislocazione cosismica. F, footwall; H, hangingwall.

Da questi lavori è possibile osservare che, a dimostrazione dei modelli teorici di Kanamori et al., 1975 , Scholz ,1994 o Wells e Coppersmith (1998), l'ampiezza delle faglie bloccate, è proporzionale alla magnitudo del terremoto.

Partendo da questa ipotesi, l'idea è quella di verificare lo stato delle faglie bloccate nel periodo intersismico, e dare una stima della magnitudo attesa, prima che avvenga un terremoto.

Come vedremo in seguito per il caso del Centro Italia (nel capitolo 5) e Nord Italia (nel capito 6), la modellazione numerica permette di calcolare il valore della lunghezza della porzione bloccata di una faglia. Questa si può considerare come la parte di ampiezza della faglia che potrebbe potenzialmente dare rottura e generare un terremoto.

Conoscendo l'ampiezza (W) della porzione bloccata della faglia, possiamo calcolare il momento sismico (M_0) e la magnitudo massima attesa (M_w), usando le relazioni di Kanamori (1975).

Dati i rapporti:

$$\frac{D}{W} = 9.1^{-5}$$

$$\frac{L}{W} = 1.5$$

e sapendo che:

$$M_0 = \mu \left(\frac{D}{W} \right) A \quad |1.11|$$

Dove $\mu = 3 \times 10^{10}$ dyne/cm² rappresenta il modulo di rigidità, A l'area della faglia, W l'ampiezza della faglia, e D lo slip. Il valore dell'ampiezza (W) utilizzata per calcolare il momento sismico è rappresentato dalla porzione di faglia bloccata determinata dal modello numerico. Si ricava che:

$$A = W^2 L$$

$$A = W^2 (2.1W)$$

sostituendo A e W nella |1.11| si ottiene:

$$M_0 = \mu 9.1^{-5} W^2 + (2.1W)$$

In questo modo è possibile ricavare M_0 , e di conseguenza la magnitudo, in funzione del solo valore di ampiezza della faglia bloccata. Quindi si può calcolare il valore di magnitudo massima attesa (Figura 4.2):

$$M_{wmax} = \frac{2}{3}(\log M_0 - 9.1) \quad |1.12|$$

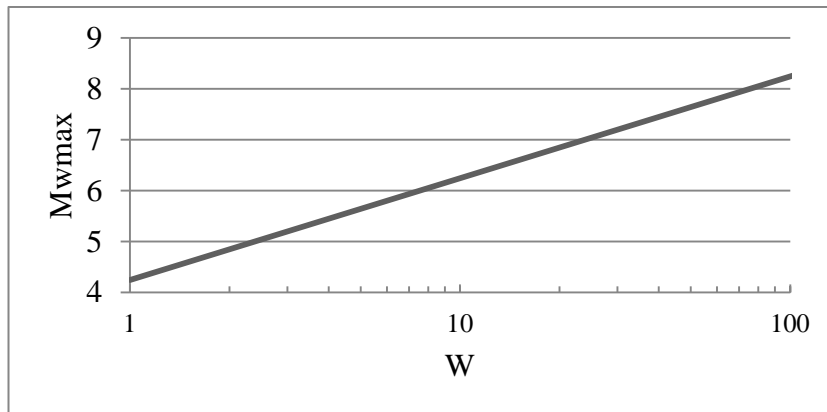


Figura 4.2: Relazione tra l'ampiezza della faglia W e la magnitudo massima M_{wmax} .

5. Modellazione 2D in area distensiva, Centro Italia.

La faglia Altotiberina (ATF) è una faglia normale a basso angolo localizzata nel centro Italia (Figura 5.1). L'esistenza dell'ATF è ormai nota da molto tempo, lo confermano la presenza di molti studi a carattere sia geologico che geofisico. Tuttavia, la sua sismicità e la relazione che ha con le altre faglie è ancora una questione dibattuta.

Per chiarire questi aspetti ho realizzato un modello numerico agli elementi finiti per riprodurre la deformazione intersismica dell'ATF. I risultati del modello sono stati confrontati con i dati geodetici, geologici, e dati di orientazione degli *stress*. L'evoluzione intersismica dell'ATF è stata testata elaborando diversi modelli mediante la variazione della geometria e delle condizioni al contorno.

5.1 Introduzione

La deformazione intersismica è stata spesso studiata mediante metodi numerici e analitici. Queste metodologie in genere incorporano le faglie in un mezzo elastico, permettendo alle parte più profonda delle faglie di muoversi asismicamente (Savage 1983, Ruegg et al. 2009). Alternativamente, le faglie vengono modellate all'interno di una struttura crostale che è suddivisa in una crosta superiore elastica e una crosta inferiore viscosa, oppure una crosta elastica sovrastante il mantello superiore (vedi ad esempio, Vergne et al., 2001, Correa-Mora et al., 2008, Huang et al., 2010, Doglioni et al., 2011).

Tipicamente, questi modelli sono usati per zone in cui la profondità delle faglie è molto elevata, ad esempio per aree convergenti o trasformati (vedi, Marshall et al., 2009, Vigny et al., 2009). Questi modelli sono utili per riprodurre la deformazione intersismica per grandi thrust e faglie trascorrenti, ma non sono adatti a riprodurre la deformazione indotta da faglie normali o faglie normali basso angolo (LANFs) come ad esempio la faglia Altotiberina (ATF).

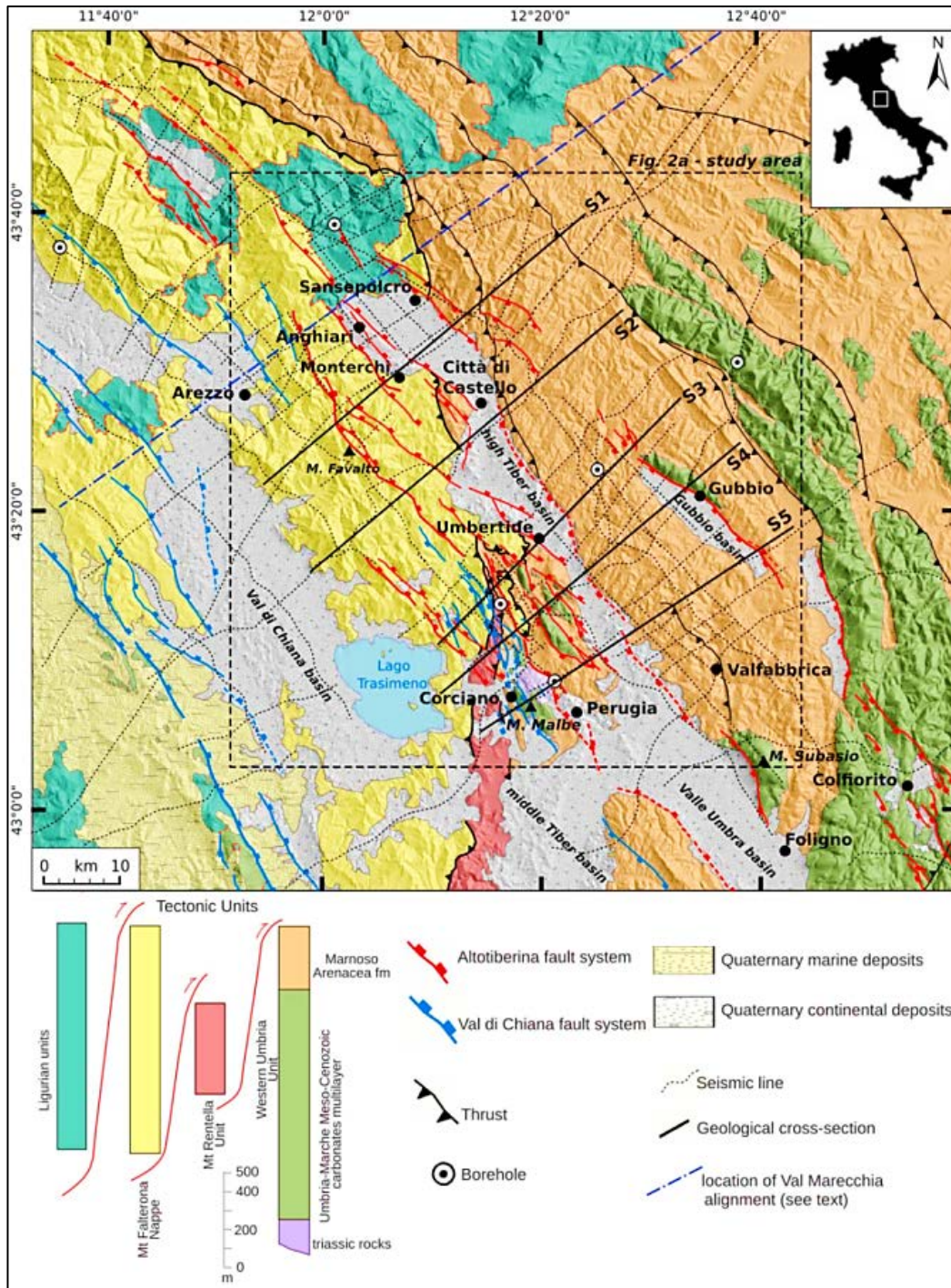


Figura 5.1: Mappa geologica dell'area di studio mostrante le litologie affioranti, i thrust e le faglie normali principali nell'area del Centro Italia (Mirabella et al., 2011).

In particolare, l'attività delle LANFs non sono predette dalla meccanica classica della rottura delle faglie di Anderson-Byerlee. Molti autori hanno cercato di spiegare l'esistenza delle LANFs usando teorie meccaniche con deformazione localizzata

all'interfaccia tra una reologia viscosa e una elastica (vedi, Melosh 1990) oppure usando una forza orizzontale aggiuntiva (Yin 1989, Westaway 1999).

L'ATF è un esempio di LANFs localizzata nell'area distensiva del centro Italia. L'ATF è stata riconosciuta dal profilo sismico CROP03 (*deep-crust reflection profile*; Barchi et al., 1998). L'esistenza della faglia Altotiberina è ben documentata mediante dati di tipo geologico (vedi, Brozzetti 1995, Brozzetti et al., 2000) e geofisico (vedi, Mirabella et al. 2011, Figura 5.2). La faglia Altotiberina borda la parte ovest del Bacino Tiberino con uno strike di circa 70 km (Figure 5.1 e 5.3) Est-immergente, il dip varia da 10° a 20° ed arriva ad una profondità di circa 12 km (Barchi et al., 1998), questo suggerisce che la faglia è lunga circa 35 km.

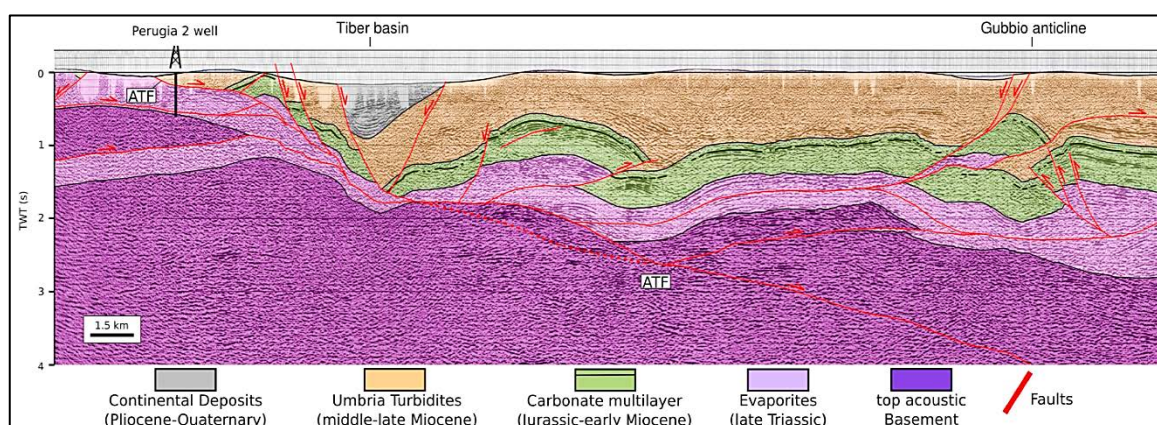


Figura 5.2 : Sezione, in tempi doppi (TWT), del profilo sismico CROP03; ATF, faglia Altotiberina. La sezione mostra la stratigrafia, e le faglie riconosciute dal profilo sismico (linee rosse) (Mirabella et al., 2011).

La deformazione lungo l'ATF varia da 5 ad 8 km (Mirabella et al., 2011) e si è sviluppata negli ultimi 3 Ma (Tardo Pliocene) (Brozzetti et al., 1995). Il Bacino Tiberino è una depressione tettonica ampia 6 km, riempita da depositi fluviali e lacustri del Plio-Pleistocene e dell'Olocene (Boncio et al., 2000). In superficie, l'ATF produce un numero di strutture a basso angolo (~30°, *synthetic splays*) (Boncio and Lavecchia 2000a, Brozzetti et al., 2009). Nel blocco di *hangingwall* dell'ATF sono localizzate una serie di faglie normali antitetiche ad alto angolo (30°-60°, HANFs) quali, la faglia Colfiorito (CFF), la faglia di Gubbio (GF), e le faglie della Valle Umbra (VUFs) (Figura 5.4). Queste faglie sono relazionate allo *stress* tangenziale alla base della crosta

superiore fragile, causata dal flusso del mantello verso Est (Doglioni et al., 1998). La presenza delle LANFs nel Centro Italia è molto frequente, così come l'ATF fa parte dell' *Etrurian Fault System* che si estende approssimativamente per 350 km (Boncio et al., 2000).

Terremoti di magnitudo moderata quali Norcia 1979 ($M=5.9$), Gubbio 1984 ($M=5.2$), e Colfiorito 1997 ($M=5.9$), sono avvenuti nel blocco di *hangingwall* dell'ATF (Barba and Basili 2000, Boncio and Lavecchia 2000b, Boncio et al., 2000). L'attività sismica attuale dell'ATF è caratterizzata da terremoti di bassa magnitudo (Boncio et al. 1998, Carminati et al. 2001, Chiaraluce et al. 2007, Chiaraluce et al. 2009), la maggior parte di questa sismicità si concentra nella parte meridionale dell'ATF (Piccinini et al., 2003). Basandosi sulla mancanza di sismicità nella parte settentrionale dell'ATF in una zona lunga circa 20 km, Piccinini et al. (2003) suggerisce l'esistenza di una porzione di faglia bloccata, che può essere considerata come una zona di gap sismico e quindi possibilmente pericolosa. Altri autori hanno assunto uno stato di *stress* Andersoniano e rappresentato l'ATF in *creeping* e quasi asismica (vedi., Collettini e Barchi 2002). La scelta tra queste due interpretazioni è critica e attualmente dibattuta, ed è anche molto importante per la stima di *hazard* dell'area.

L'ATF è stata modellata per scopi differenti da diversi autori. Mediante un modello viscoelastico 2D costruito sulla base del profilo sismico CROP03, Carminati et al. (2001) modellano l'ATF come una discontinuità reologica e strutturale utilizzando una stratificazione viscoelastica ed elastoplastica. Loro calcolano la direzione e l'intensità dello *stress* intorno all'ATF e la dinamica della topografia lungo la sezione modellata. Confrontando i risultati del modello con il dip dell'asse T dei terremoti e con la distribuzione dei terremoti in profondità, Carminati et al., (2001) propongono che l'ATF riorienta il σ_3 in profondità, aumenta la propria pendenza fino a diventare quasi parallelo all'ATF. Questo risultato prevede un tipo di meccanismo bloccato sulla faglia ATF e suggerisce che il campo di *stress* locale è non-Andersoniano.

Pauselli e Federico (2003) sviluppano un modello stratificato 2D elastico in cui le faglie sono modellate come delle zone in cui diminuisce il modulo di Young. Questo modello permette di calcolare la direzione dello *stress* lungo il profilo CROP03 per diverse stratificazioni e assumendo diverse ipotesi sulla faglia di Gubbio. Pauselli e Federico (2003) affermano che la presenza della faglia di Gubbio sull'ATF è essenziale per

riprodurre il pattern della microsismicità in profondità e i terremoti di magnitudo moderata.

Hreinsdóttir e Bennett (2009) modellano la ATF come una faglia con dip variabile in un semispazio elastico. Utilizzando un algoritmo vincolante essi determinano a che profondità è bloccata l'ATF e lo slip rate che meglio riproduce la component orizzontale delle velocità provenienti da dati di stazioni GPS permanenti siti nella zona Altotiberina.

In questo lavoro, è stato assunto uno *stress* di taglio alla base della crosta inferiore plastica, come causa del movimento delle faglie, in accordo con Westaway (1999). Lo scopo è quello di dimostrare che lo *stress* di taglio basale contribuisce alla deformazione intersismica su larga scala. Questo modello è stato applicato per lo studio dell'ATF e delle HANFs ad essa associate, inoltre sono state implementate le caratteristiche più importanti risultate dai precedenti lavori. Quindi è stato sviluppato un modello elastoplastico agli elementi finiti in cui l'ATF è incorporata in una discontinuità, come proposto da Carminati et al., (2001), sono state introdotte faglie normali antitetiche, in corrispondenza del lavoro di Pauselli e Federico (2003). I risultati del modello sono stati confrontati con la componente orizzontale delle velocità dei dati GPS, siti nella regione (similmente a Hreinsdóttir and Bennett, 2009), con le orientazioni degli assi di *stress* e con altri dati di tipo geologico. Sono stati adottati due strati con reologia elastoplastica e una geometria delle strutture realistica. Data la scala di interesse temporale (pochi anni), è stato escluso l'effetto poroelastico focalizzandosi sulle eterogeneità crostali. Il modello con queste caratteristiche, permette di determinare lo stato bloccato o sbloccato di una faglia.

5.2 Modello e dati

Lo scopo di questo modello/lavoro è quello di riprodurre i dati intersismici attraverso la modellazione numerica agli elementi finiti. Partendo da un modello iniziale di base, ho fatto variare i parametri relativi alla reologia, alle faglie e le condizioni al contorno, per trovare la combinazione migliore dei suddetti valori che meglio riproducono i dati di velocità geodetica, gli assi di orientazione degli *stress* e i dati geologici. In tutti i modelli le faglie sbloccate sono rappresentate come libere di muoversi (*free slip*) lungo il piano di faglia, con una bassa frizione e con movimenti asismici. Nel caso in cui la

faglia fosse bloccata essa corrisponderebbe ad un'interfaccia con delle proprietà elastofrizzionali (frizione normale, ad esempio $\mu = 0.6-0.8$).

5.2.1 Dati

Caporali et al. (2011) analizzano un dataset di 182 velocità da stazioni GPS continue. 47 di queste velocità ricadono nell'area di studio, esse sono state calcolate con il sistema di riferimento con Eurasia-fissata come definito da Devoti et al. (2008). I dati di velocità orizzontale GPS sono state proiettate lungo la sezione del modello A-A', mostrato in Figura 5.3, ed è stata considerata la sezione parallela alla componente del movimento (da ora in poi chiamata come V_h).

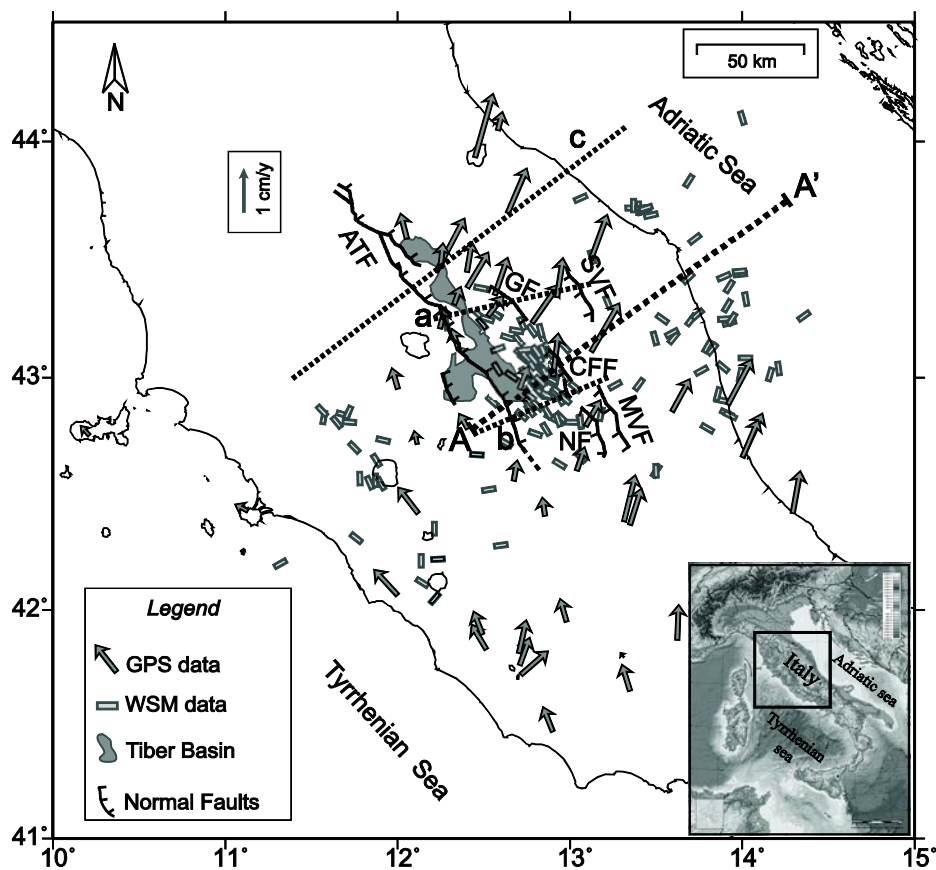


Figura 5.3: La mappa mostra i dati GPS (freccie), i dati WSM (barrette grigie), il Bacino Tiberino (area grigia), e le faglie principali: Faglia Altotiberina (ATF), Faglia di Gubbio (GF), Faglia di Mt. San Vicino (SVF), Faglia di Monte Vettore (MVF), Faglia di Colfiorito (CFF), e Faglia di Norcia (NF). Le linee tratteggiate sono le sezioni geologiche da letteratura (a: Brozzetti et al., 2009, b: Boncio et al., 2004, c: Doglioni et al., 1998, vedi Figura 5.4). La traccia A-A' è la sezione utilizzata nel nostro modello numerico.

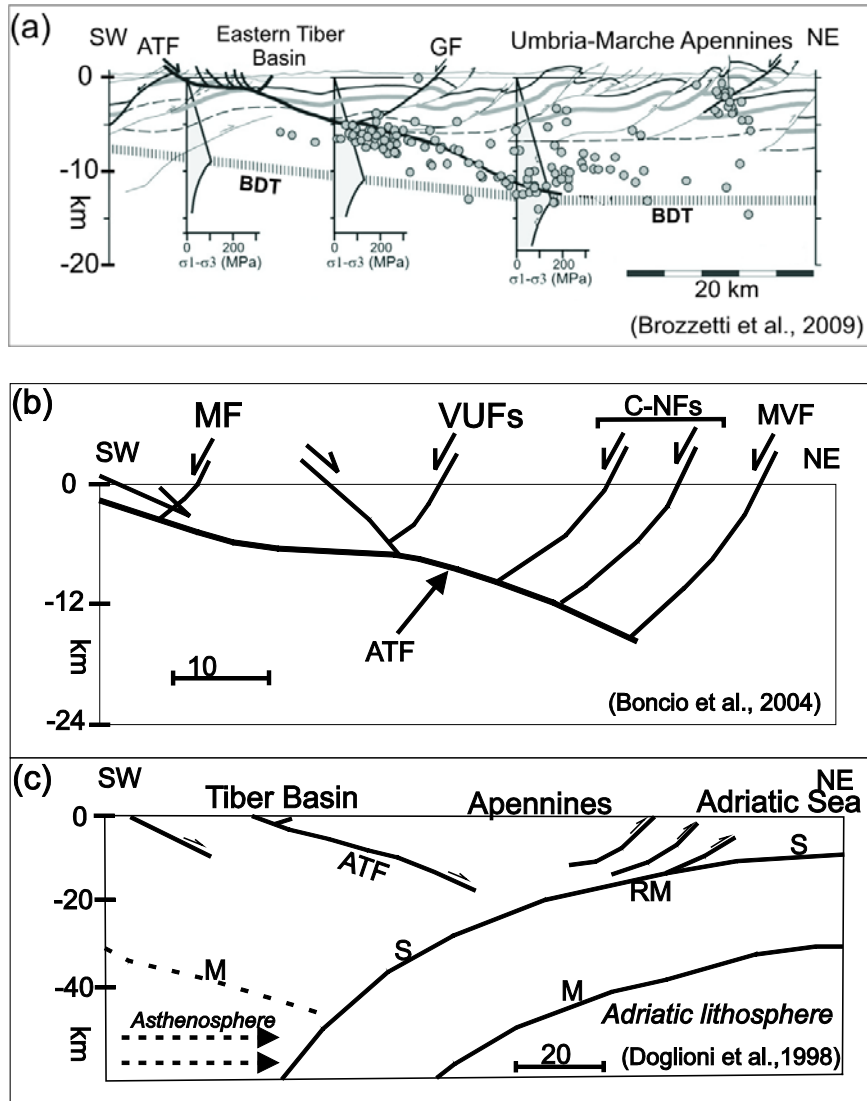


Figura 5.4: Sezioni geologiche della faglia Altotiberina (ATF) ed altre faglie normali ad alto angolo, modificate da (a) Brozzetti et al. (2009), (b) Boncio et al. (2004), (c) Doglioni et al. (1998). Faglia di Gubbio (GF), Faglie della Valle Umbra (VUFs), Faglia di Monte Vettore (MVF), Faglia di Colfiorito-Norcia (C-NF); faglia di Monte Martani (MF) BDT, Transizione fragile-duttile, RM, monoclinale regionale; S, base dello strato sedimentario; M, Moho.

Per verificare l'omogeneità delle velocità del dato GPS ho selezionato svariati set di dati localizzati a differenti distanze dalla sezione A-A' (20, 40, 50, 70 e 150 km *swath*). Quindi ho scelto il set di dati che ricadono all'interno di 150 km (Figura 5.3).

Le orientazioni dello *stress* orizzontale massimo (S_{Hmax}), disponibili da World Stress Map 2008 (WSM) (Heidbach et al., 2010), sono state proiettate lungo la sezione del modello A-A', i dati sono stati plottati negli stessi *range* utilizzati per le velocità GPS

(20, 40, 50, 70, e 150 km). Ho scelto i dati che ricadono all'interno dei 70 km dalla sezione, che includono 150 valori di S_{Hmax} (Figura 5.3).

Sia gli azimuth degli *stress* che le componenti orizzontali di velocità GPS, parallele alla sezione, sono stati filtrate usando un filtro spaziale di tipo Gaussiano, mediante la convoluzione di una funzione Gaussiana avente una certa ampiezza. Ho utilizzato un ampiezza di 50 km sia per i dati GPS che per i dati WSM (Figura 5.5). Il valore di V_h verso NE, mentre i dati S_{Hmax} indicano estensione in corrispondenza del Bacino Tiberino.

Il risultato del modello intersismico dovrebbe rappresentare anche la posizione dell'area in subsidenza del Bacino Tiberino (Figura 5.3). Quindi abbiamo utilizzato i dati di Mirabella et al. (2011) (Figure 5.1 e 5.3) per vincolare la direzione dello spostamento verticale nel modello.

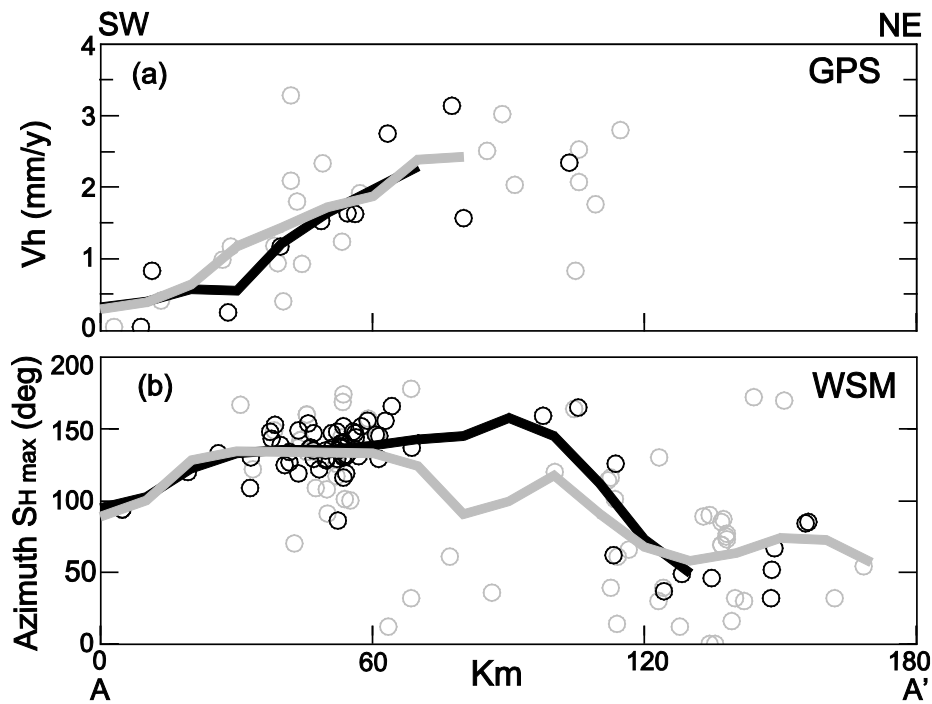


Figura 5.5 (a) Sezione parallela alla componente di velocità del dato GPS (V_h) proiettato lungo la sezione A-A' del modello. I cerchi neri e grigi rappresentano i dati localizzati rispettivamente in un raggio di 40 km e 150 km dalla sezione. Le linee nere e grigie rappresentano il risultato del filtro gaussiano (ampio 50 km) applicato ai dati rappresentati dai cerchi neri e grigi. (b) Azimut dei dati WSM (S_{Hmax}) proiettati lungo la sezione A-A' del modello. I cerchi neri e grigi rappresentano I dati localizzati rispettivamente in un raggio di 20 km e 70 km dalla sezione. Le linee nere e grigie rappresentano le versioni filtrate dei dataset.

5.2.2 Sezione geologica e modello numerico

Ho costruito la geometria del modello numerico basandomi sulla composizione delle principali faglie e sulla stratigrafia illustrate nelle sezioni geologiche di Figura 5.4. Ho suddiviso il modello in due strati, lo strato inferiore (LL) che include gran parte del basamento, e lo strato superiore (UL) che rappresenta la sequenza stratigrafica Umbro-Marchigiana del Triassico-Miocene. L'interfaccia tra questi due strati rappresenta una transizione elastoplastica (EPT), in cui UL è più elastico rispetto ad LL. La EPT è più superficiale rispetto alla transizione fragile-duttile (DBT) solo in prossimità della ATF, mentre coincide con essa nella restante parte della sezione. Questa geometria così stratificata permette alla ATF di localizzarsi all'interno dello strato fragile (con proprietà elasto-frizionali). La sua profondità aumenta fino a 15 km verso E, in accordo con Brozzetti et al. (2009) e Carafa e Barba (2011).

Ho modellato l'ATF come una faglia a basso angolo (dip 20°, est-immergente) lungo la EPT, essa può essere sia bloccata che sbloccata. Seguendo la sezione di Doglioni et al. (1998) ho incluso la monoclinale regionale (RM) tra l'Appennino ed il Mar Adriatico (Figura 5.4c).

Ho modellato due delle principali HANFs (rappresentate in Figura 5.6 come faglia A and B) e una serie di faglie 'prova' variando loro il dip e considerandole come faglie sbloccate. Le HANFs dislocano all'interno del UL e non hanno nessun rigetto nel LL.

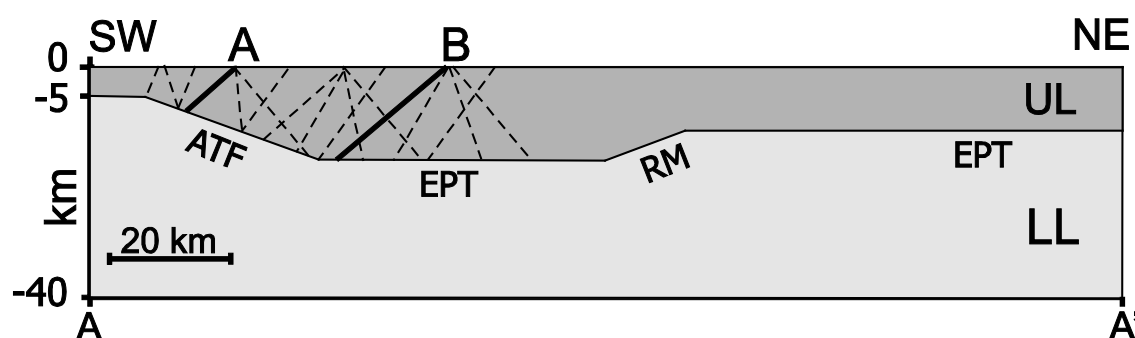


Figura 5.6: La geometria del modello mostra le faglie testate (linee tratteggiate) e le faglie principali A e B. UL: strato superiore; LL: strato inferiore; ATF: Faglia Altotiberina; EPT: transizione elastoplastica; RM: monoclinale regionale.

5.2.3 Modello numerico

Ho sviluppato un modello 2D elastoplastico agli elementi finiti utilizzando l'MSC.Marc. Lo spostamento è stato calcolato assumendo il caso elastoplastico *plane strain*. Il tempo di esecuzione del modello costituisce un fattore arbitrario temporale che è stato utilizzato per convertire lo spostamento in velocità.

Il modello è lungo 180 km e profondo 40 km. I due strati hanno una reologia elastoplastica in cui il valore di *yield stress* nel UL è più elevato rispetto a quello del LL (Tabella 5.1). Questa scelta permette al UL di raggiungere il limite plastico in punti localizzati lungo il piano di faglia dove lo *stress* è elevato, mentre permette al LL di raggiungere appena il limite plastico in modo da avere un basso valore diffuso di *strain* plastico.

La griglia del modello è caratterizzata da elementi quadrilateri a 4 nodi. Il numero di elementi varia da 7000 a 8000 (l'area di ogni elemento è di circa 1 km^2), e ci sono circa 7500-8500 nodi, in relazione al tipo specifico di faglia considerata. Le faglie sono modellate mediante la duplicazione del nodo su entrambi i lati delle interfacce (Melosh and Raefsky 1981). Nel caso di faglie sbloccate, i nodi sulle faglie seguono un movimento relativo tra il *footwall* e l'*hangingwall*, senza nessuna frizione. Le forze di reazione impediscono la compenetrazione del *footwall* nell'*hangingwall* (vedi, Megna et al., 2005) eccetto per una piccola porzione trascurabile che si ha per ragioni numeriche.

Le condizioni al contorno per il lato sinistro e destro del modello sono rappresentate da delle barre di contenimento, in cui il materiale non può uscire fuori dalla struttura del modello, ma è libera di muoversi nel suo interno. I nodi alla base del modello sono bloccati nei movimenti verticali ma liberi di muoversi in orizzontale. Inoltre alla base del modello è stata applicata una trazione basale con un valore che varia da 1 a 10 MPa. Questa trazione genera un flusso nella crosta continentale plastica, che viene trasmessa alla crosta superiore. Il modello è soggetto a gravità (9.8 m/s^2). Il rapporto di Poisson (ν) è di 0.3, la densità (ρ) è di 2300 kg/m^3 per entrambi gli strati. Lo *yield stress* (γ_s) varia da 10 a 200 MPa, e il modulo di Young (E) varia da 1 a 50 GPa.

Ho sviluppato una serie di modelli variando i parametri reologici, la geometria, e le faglie, testando gli effetti di ogni parametro sulla di velocità (sia verticale che orizzontale) calcolata in superficie.

Ho variato il valore di γ_s da 30 a 200 MPa per lo strato superiore (UL) e valori da 10 a 40 MPa per lo strato inferiore (LL). I valori di E variano da 1 a 50 GPa nel UL e da 1 a 10 GPa nel LL. Quindi ho testato una serie di valori di dip per le HANFs che vanno da 30° a 60° (Figura 5.6), imponendo differenti ampiezze di segmenti sbloccati su ogni faglia. Inoltre ho testato differenti lunghezze di modello (da 100 a 200 km), e spessori variabili (da 20 a 40 km). Ho fatto variare anche la distanza tra la rampa dell'ATF ed il bordo sinistro del modello (da 10 a 60 km, vedi Tabella 5.1) in modo da testare gli effetti di bordo delle condizioni al contorno.

	Valori testati							Modello Migliore				
strato	Z (km)	E (GPa)	ϑ	ρ (kg/m ³)	Y_s (MPa)	L (km)	SH (MPa)	Z (km)	Y_s (MPa)	L (km)	E (GPa)	SH (MPa)
UL	l:5-10 r:16-21	1-50	0.3	2300	30 - 200	100- 200	1-10	l:5 r:16	50	180	10	4.3
LL	l:24-29 r:35-40	1-10			10 - 40			l:24 r:35	20		9	

Tabella 5.1: I parametri utilizzati per lo strato inferiore (LL) e lo strato superiore (UL) nei test e nel modello migliore. Z, l'intervallo approssimato di profondità dello strato; E, modulo di Young; ϑ , rapporto di Poisson; ρ , densità; Y_s , yield stress; L, lunghezza del modello; l, lato sinistro; r, lato destro; SH, trazione di taglio basale.

Per semplicità, mostro solamente la geometria (Figura 5.7) ed i risultati (Figura 5.8) di quattro casi con caratteristiche molto differenti tra loro. Nel Modello A, ho testato una semplice struttura crostale che include due strati piano-paralleli (UL e LL), le barre di contenimento laterali, la trazione basale, e nessuna faglia. Nel Modello B ho introdotto una rampa a basso angolo sulla EPT nella parte sinistra del modello. Infine ho costruito il Modello C e D allo scopo di testare l'effetto del dip (NE vs SW) delle HANFs. Questi ultimi due modelli includono una porzione sbloccata sul piano EPT e sulla RM. Per

ogni modello testato ho calcolato lo scarto quadratico medio (RMS-*Root Mean Square*). Il valore più basso di RMS indica il miglior *fitting* tra i dati e il modello.

Ho ottenuto i valori di velocità orizzontale e verticale moltiplicando lo spostamento orizzontale superficiale, calcolato con il modello, per un fattore temporale, queste velocità sono state confrontate con le curve filtrate di V_h ed S_{Hmax} . Il fattore temporale corrisponde alla durata di misura del dato GPS (11 anni). Lo spostamento verticale superficiale è stato calcolato ed è stato confrontato con la posizione dell'area in subsidenza (Bacino Tiberino). Quindi ho scelto il modello che fitta meglio i dati, e di conseguenza il modello che è più simile alla curva dei dati, che rappresenta il modello migliore. Per valutare meglio il risultato del modello migliore, ho calcolato, nel modello *pre-stressed*, il campo di spostamento orizzontale e verticale generato dalla presenza delle condizioni al contorno, inoltre ho calcolato lo *stress* totale e lo *strain* totale, includendo il contributo deformativo dovuto al carico gravitativo.

5.3 Risultati

Variando i parametri listati in Tabella 4.1, ho generato circa 200 modelli e tra questi ho scelto che meglio fitta i dati. Ho focalizzato l'attenzione sullo stato delle faglie bloccate e sbloccate e sulla reologia durante il periodo intersismico. Di tutti i test calcolati mostro solamente i più rilevanti descrivendo il contributo della EPT, ATF, faglie sbloccate e parametri reologici, alla variazione di velocità e deformazione (verticale e orizzontale) in superficie.

- ❖ Il Modello A mostra che la velocità orizzontale aumenta per metà sezione a SW (Figura 5.8); questo è dovuto alla presenza della EPT (cioè dell'interfaccia tra i due strati), insieme ad una trazione basale di 4.3 MPa. Si osserva un'ampia area con un leggero decremento della deformazione a sinistra del modello (da 0 a 60 km; Figura 5.8b).
- ❖ Nel Modello B, la presenza della ATF controlla l'area in subsidenza e la velocità orizzontale (Figura 5.8a,b). Si osserva un gradino nella curva della velocità orizzontale e della subsidenza nella porzione a sinistra della sezione.

- ❖ Nel Modello C, il dip delle faglie viene rovesciato da SW (dip reale) a NE, ed il risultato dello schema deformativo è a sua volta invertito (Figura 5.8b), ma non si osserva una variazione nella velocità orizzontale (Figura 5.8).

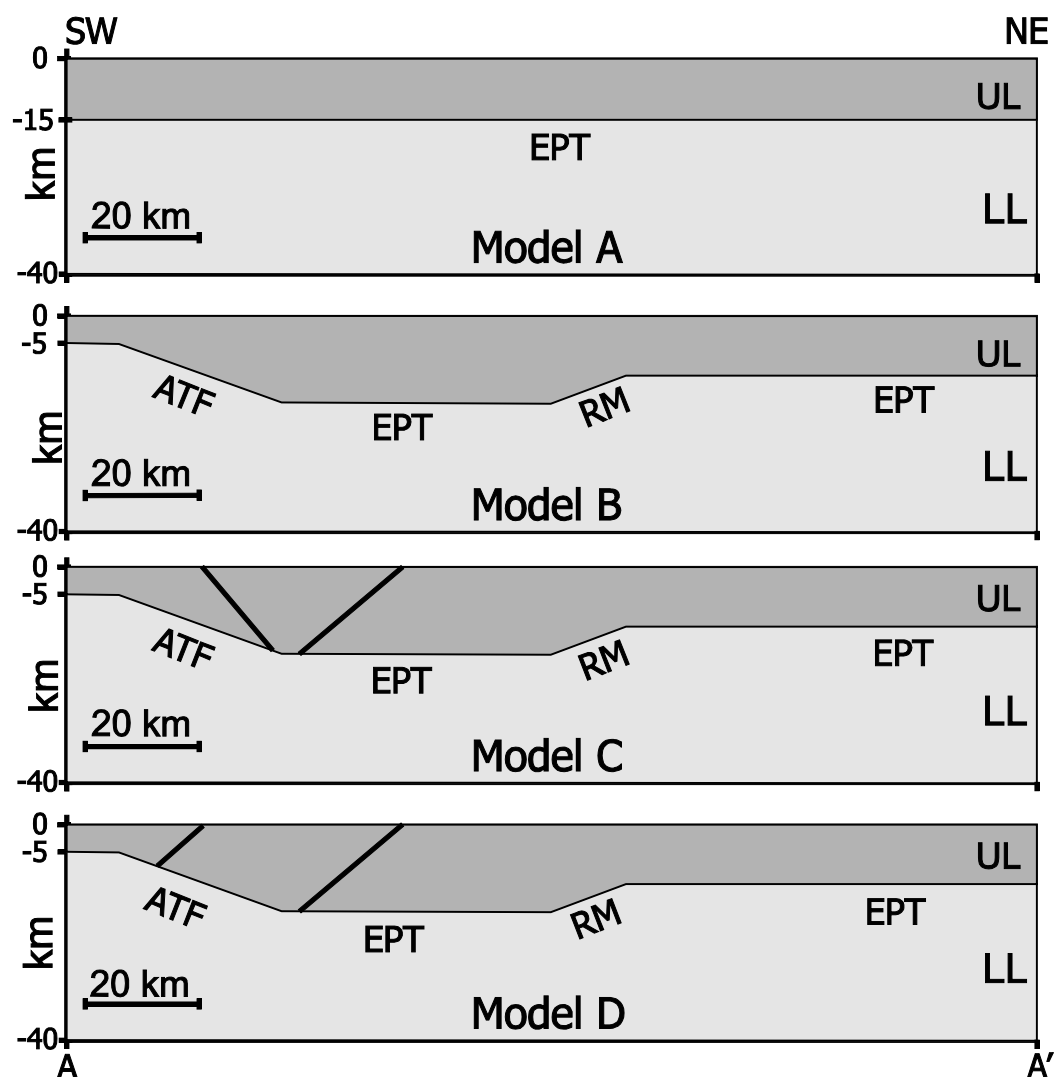


Figura 5.7: Quattro test: Modelli A,B,C e D. Il Modello A contiene due strati piano-paralleli, il Modello B include l'ATF, il Modello C include la Faglia A che ha un dip verso NE, e il Modello D Include la Faglia A con un dip verso SW (vedi Figura 5.6 per la definizione degli acronimi ed il testo per la descrizione dei modelli).

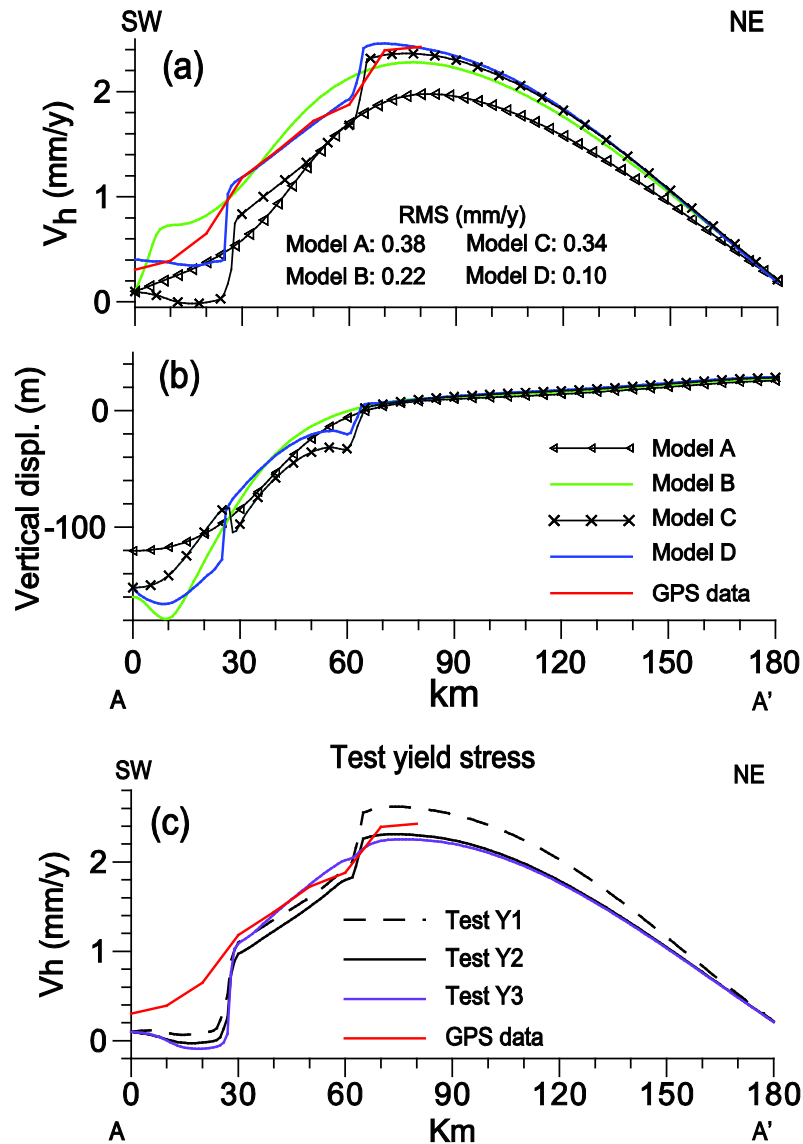


Figura 5.8: (a) Velocità orizzontali e (b) spostamenti verticali per i modelli A, B, C e D. (c) test dello yield stress per il modello migliore (Modello D). I valori di yield stress per i test sono i seguenti: Test Y1, UL: $Y=30$ MPa e LL: $Y=10$ MPa; Test Y2, UL: $Y=50$ MPa e LL: $Y=20$ MPa; Test Y3, UL: $Y=100$ MPa e LL: $Y=25$ MPa. La linea rossa rappresenta il dato GPS filtrato entro 150 km della sezione del modello. I valori di RMS rappresentano la differenza tra le velocità orizzontali del modello in superficie, per i modelli A-D, rispetto al dato GPS.

- ❖ Il valore più basso di RMS si ottiene con il Modello D (Modello Migliore). Questo modello ci mostra che la porzione sbloccata sulle faglie ad alto angolo (faglie A e B) produce un gradino sulla curva della velocità orizzontale in prossimità della faglia stessa (a 20 e a 60 km dall'origine della sezione) (Figura 5.8a). Nel Modello D, è presente una porzione sbloccata lungo la EPT a 90 km

dall'origine della sezione, dove la ETP diventa orizzontale. Questo risultato rappresenta lo spostamento relativo tra lo strato superiore e quello inferiore lungo la transizione fragile-duttile, che in questo caso coincide con la EPT. La parte sbloccata sulla RM invece suggerisce un meccanismo che facilita la propagazione dei thrust legato ad un fattore di bassa sismicità.

Negli altri test , I parametri reologici controllano la velocità orizzontale e lo spostamento verticale. Variando lo *yield stress* per lo strato superiore e lo strato inferiore, si ottiene un incremento o un decremento della velocità come mostrato in Figura 5.8c.

In particolare, la velocità aumenta se LL (ad esempio con $Y_s=10\text{MPa}$) è più plastico rispetto ad UL (ad esempio con $Y_s=30\text{MPa}$).

La previsione del modello migliore trovato (Modello D) è del tutto simile ai dati. Nei primi 80 km, sia la velocità orizzontale che verticale V_h , che aumenta di 2.5 mm/a, indicano che è in fase distensiva (Figura 5.8a). La velocità diminuisce da 90 km a 180 km, indicando che l'area è in compressione, in accordo anche con i dati di *stress* WSM (Figura 5.9).

Lo spostamento verticale risultante dalla modellazione mostra un'ampia zona in subsidenza, da 0 a 60 km (Figura 5.9 e Figura 5.11a), con il valore massimo di spostamento localizzato in corrispondenza del Bacino Tiberino. Le faglie ad alto angolo sbloccate (A e B) riproducono un'irregolarità del dato filtrato di V_h localizzati a 20 km e a 60 km dall'origine della sezione (Figura 5.9b). In questi due punti (20 e 60 km), il valore di V_h filtrato è più ripida (la velocità aumenta più rapidamente), aumentando di 0.5 mm/a in 10 km. Inoltre, la subsidenza aumenta, di circa 25 m, in corrispondenza delle faglie A e B, e questo è ben visibile dalla curva di spostamento verticale in Figura 5.9c.

In sintesi, il modello migliore è caratterizzato da uno *yield stress* di 50 MPa per UL e di 20 MPa per LL, Il modulo di Young è di 9 GPa per up e 10 GPa per LL, l'ATF risulta completamente bloccata, mentre sulla RM si individua una porzione sbloccata ampia circa 16 km. Lungo la EPT è presente un segmento sbloccato per circa 20 km localizzato a 45 km dall'origine della sezione.

Il modello migliore include due faglie ad alto angolo nel UL (Figura 5.10):

- ❖ La faglia A, SE-immergente con un dip di 50° , risulta sbloccata per 9 km;
- ❖ La faglia B, SE-immergente con un dip di 40° , risulta sbloccata per 20 km.

La posizione della faglia A corrisponde alla faglia della Valle Umbra (VUFs), posizionata vicino alla traccia in superficie della ATF (mostrata in Figura 5.4b), mentre la faglia B corrisponde alla faglia di Colfiorito (CFF). I parametri elastici e geometrici del modello migliore sono listati in Tabella 5.1.

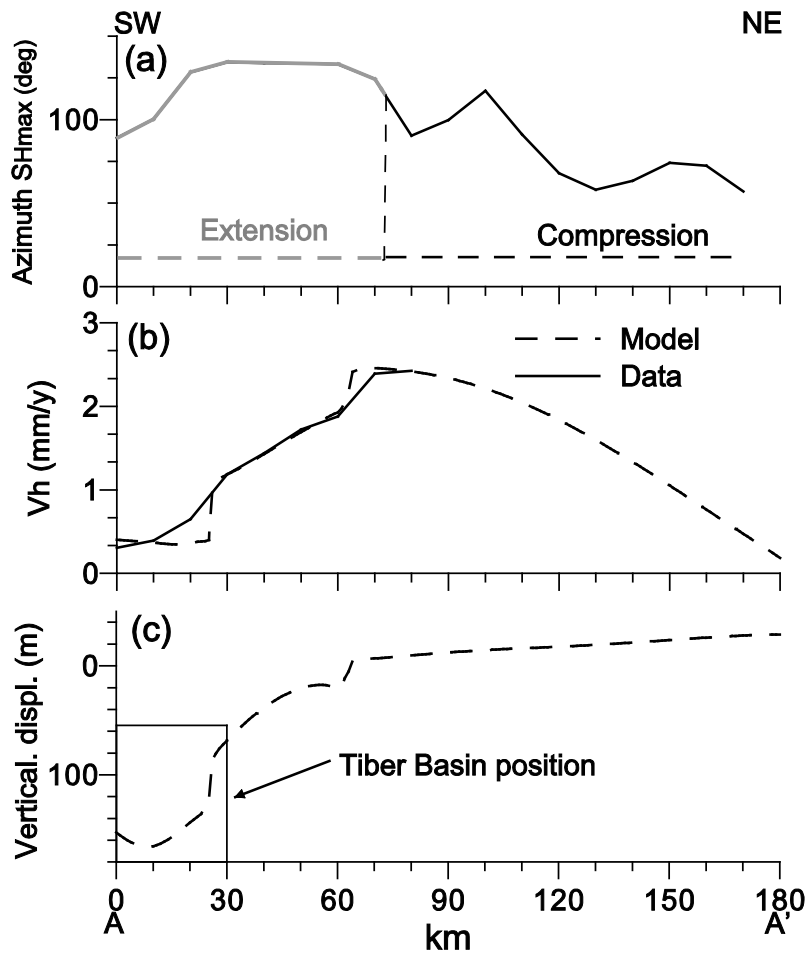


Figura 5.9: I risultati per il modello migliore. (a) Gli azimuth dei dati filtrati di stress WSM (S_{Hmax}) sono in grigio per la zona in estensione e in nero per la zona in compressione. Le linee tratteggiate rappresentano i risultati per il modello migliore. (b) velocità orizzontali V_h per i dati filtrati e per il modello migliore. (c) spostamenti verticali e la corrispondente area in subsidenza del Bacino Tiberino, rappresentato con il quadrato.

La dislocazione verticale ed orizzontale, lo *stress*, e lo *strain plastico*, mostrati in Figura 5.11, suggeriscono che la presenza delle faglie e della trazione basale influenzano il

risultato del modello. Lo stress calcolato (Figura 5.11c) è rappresentato dallo stress di Von Mises (σ_{VM}):

$$\sigma_{VM} = \sqrt{\frac{2}{3} \sum_{ij} S_{ij} S_{ij}}$$

questo fornisce una rappresentazione scalare equivalente dell'intensità dello stress deviatorico definito come:

$$S_{ij} = \sigma_{ij} - \frac{1}{3} \sum_k \delta_{ij} \sigma_{kk}$$

In cui σ_{ij} è il tensore di stress.

Lo spostamento verticale (Figura 5.11a) evidenzia una subsidenza locale in accordo con la posizione del Bacino Tiberino e del Bacino di Colfiorito (da 0 a 60 km dall'origine del modello). Lo spostamento orizzontale (Figura 5.11b) aumenta in profondità in corrispondenza del *tip* inferiore dell'ATF (a 40 km dall'origine della sezione). Lo stress (Figura 5.11c) si accumula principalmente nell' UL mentre lo *strain* plastico (Figura 5.11d) in profondità, con le perturbazioni indotte dallo *slip* lungo i segmenti di faglia bloccati. Nell'UL e nella parte superiore dell' LL, il modello presenta delle caratteristiche principalmente elastiche, con una bassissima componente di *strain* plastico.

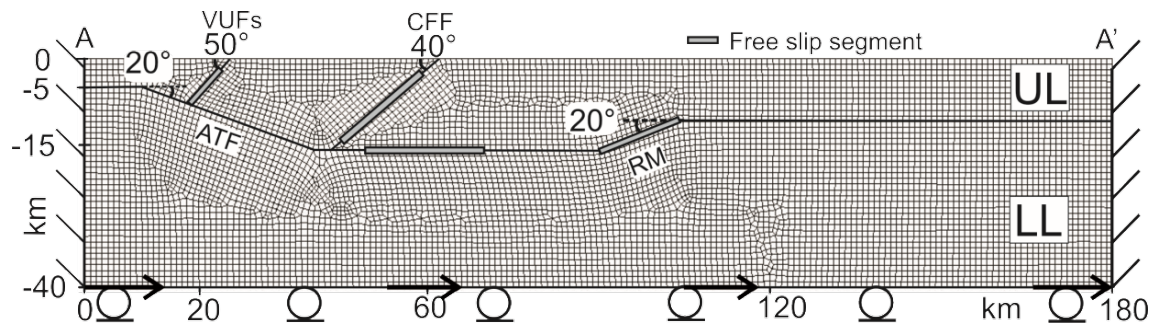


Figura 5.10: Geometria e griglia per il modello con le condizioni al contorno migliori, con i segmenti in free slip (rettangoli grigi). I cerchi rappresentano i nodi che sono bloccati in direzione verticale, le barre laterali rappresentano le barre di contenimento e le frecce indicano la direzione di trazione basale (4.3 MPa). UL: Strato superiore; LL: Strato inferiore; ATF: Faglia Altotiberina, RM: Monoclinale Regionale; GF: Faglia di Gubbio; CFF: Faglia di Colfiorito; and VUFs: Faglia della valle Umbra.

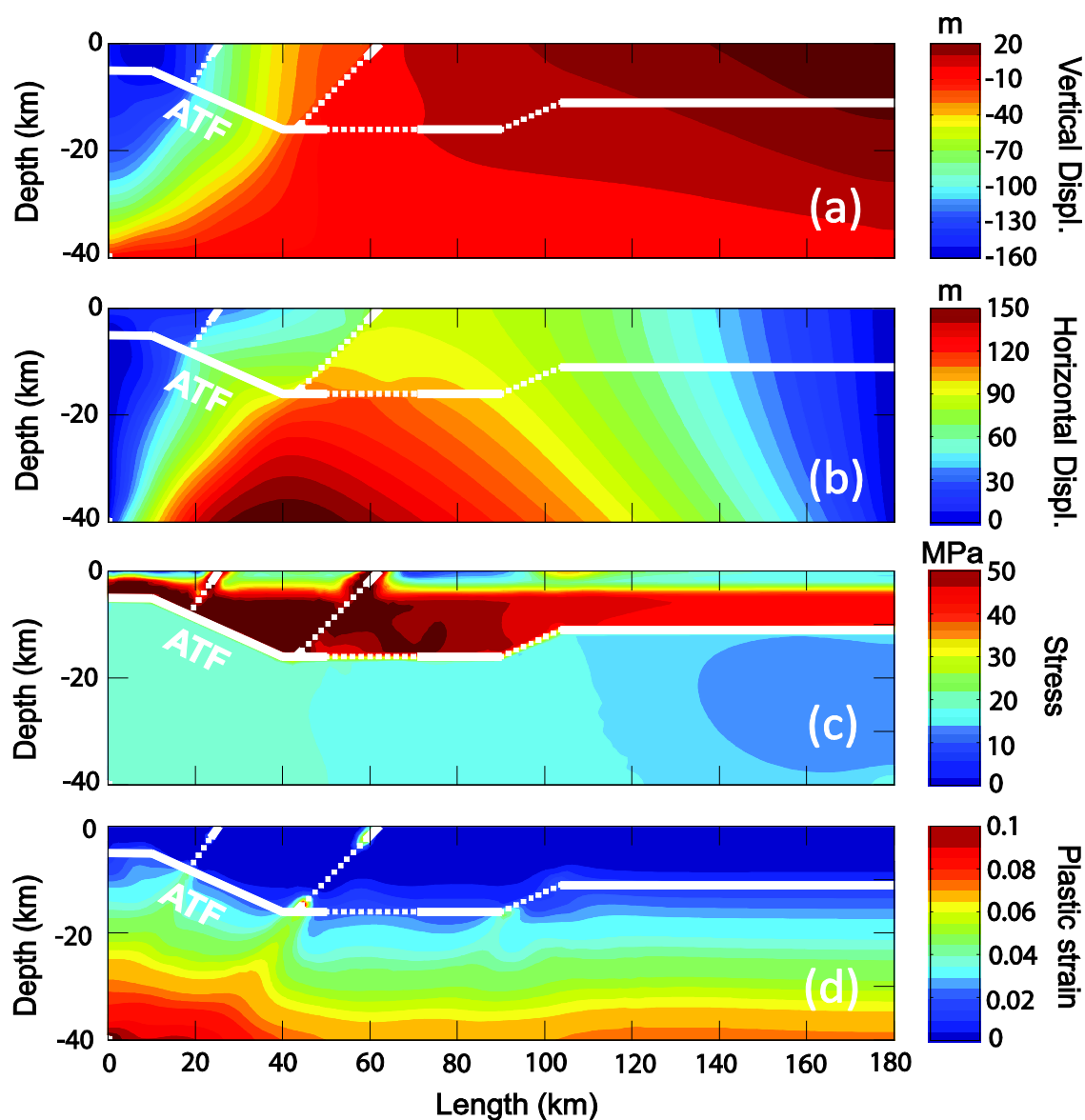


Figura 5.11: Risultati per il modello migliore (modello D). (a) spostamento verticale, (b) spostamento orizzontale, (c) stress, (d) strain plastico. Le linee tratteggiate rappresentano le parti sbloccate delle faglie modellate. Le linee continue rappresentano le faglie bloccate.

5.4 Discussioni e conclusioni

La trazione basale sembra essere un fattore essenziale per modellare il *pattern* intersismico su grande scala in presenza di una faglia a basso angolo. Questa trazione permette di riprodurre il meccanismo estensionale ed un *rate* di compressione per l'Italia centrale, come mostrato anche da Barba et al. (2008) nel modello su larga-scala. La mancanza di una chiara discontinuità nella velocità orizzontale indica che l'ATF è

almeno parzialmente bloccata, invece la presenza delle faglie ad alto angolo induce una variazione locale nella velocità orizzontale.

Il fatto che l'ATF sia bloccata e sia localizzata all'interno di uno strato fragile indica che potrebbe essere potenzialmente sismogenetica.

Le rotazioni dei vettori di velocità orizzontale e gli assi degli *stress* posizionali lontani dalla sezione modellata potrebbero contenere delle variazioni locali dovute a strutture sub-crostaali o alla presenza di faglie minore orientate sfavorevolmente. La geometria 2D, non permette in questo caso di discriminare le faglie parallele o quelle di forma simile; nel nostro caso; la faglia di Gubbio (GF) è circa parallela alla CFF, ed in pratica, la porzione di faglia sbloccata risultante da modello per la CFF potrebbe dipendere in parte anche dalla presenza della GF. Inoltre, modellare una stratigrafia semplificata induce ad un risultato con una grande lunghezza d'onda, specialmente per quanto riguarda la previsione dello spostamento verticale come descritto anche nel paragrafo 2.3. Per queste ragioni, la subsidenza predetta dal modello è più ampia rispetto all'ampiezza della subsidenza del Bacino Tiberino. Conseguentemente, il nostro modello potrebbe sottostimare l'ampiezza della porzione bloccata della VUFs.

Riguardo alla relazione tra l'ampiezza delle faglie bloccate e la potenzialità che avvenga un terremoto, è bene precisare due punti: il primo è relativo ai terremoti storici, ed il secondo è relativo al carattere sismogenetico delle faglie bloccate. Chiaraluce et al. (2007) afferma che l'ATF è sismogenetica, il catalogo dei terremoti storici riportano grandi terremoti che possono essere associati con l'ATF, questo punto, però, è ancora dibattuto. I terremoti storici hanno un'ampia incertezza sia per quanto riguarda la localizzazione che la magnitudo. Tuttavia, i terremoti molto forti non sono periodici, in questo caso il confronto del catalogo sismico con i tempi di ricorrenza dei forti terremoti non fornisce sufficienti evidenze per concludere che l'ATF è asismica.

Relativamente al comportamento futuro delle faglie bloccate, è impossibile prevedere se la faglia bloccata darà una rottura provocando un forte terremoto, o diversi terremoti di magnitudo moderata, o si muoverà attraverso episodi di *slip* asismico, come è stato osservato ad esempio nell'Appennino centrale (Amoruso et al., 2002, Scarpa et al., 2008). Tuttavia è preferibile considerare la porzione bloccata dell' ATF nelle stime di hazard sismico, come già suggerito da altri autori (vedi, Piccinini et al., 2003, Brozzetti et al., 2009, DISS Working Group 2010).

Lo slip lungo le porzioni di faglie sbloccate della VUFs e della CFF così come il debole valore di *strain* plastico sotto l'ATF potrebbero corrispondere alla frequente microsismicità osservata nell'are di studio (Boncio et al., 1998, Carminati et al. 2001, Chiaraluce et al. 2009) (Figura 5.12).

Il meccanismo di rilascio di una piccola quantità di *stress* accumulato in una piccola quantità di deformazione plastica è un'alternativa alla proposta di Collettini e Barchi (2002), la differenza sta sostanzialmente nello stato di *stress* non-Andersonian.

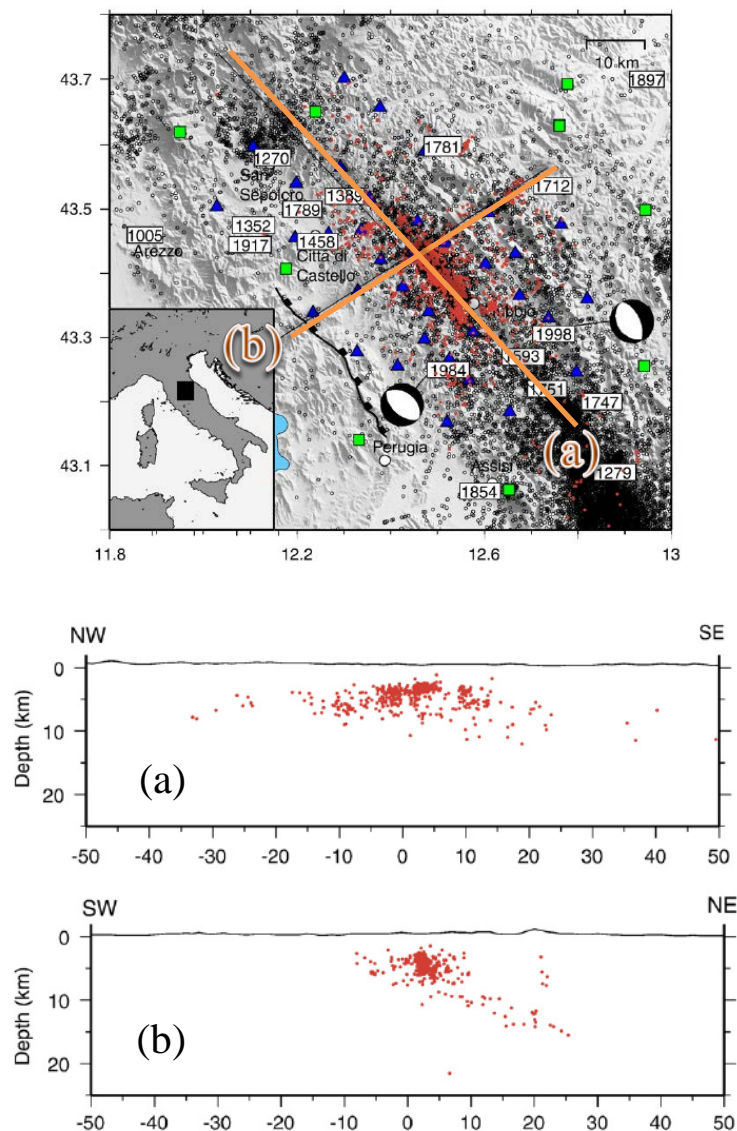


Figura 5.12: Microsismicità nell'area Altotiberina localizzata nell'Appennino settentrionale, le due sezioni mostrano i terremoti in profondità con una sezione parallela (a) ed una perpendicolare (b) alla faglia Altotiberina (da Chiaraluce et al., 2009).

I dati GPS utilizzati per calibrare il modello coprono un intervallo temporale di circa 11 anni, dal 1998 al 2008. Questo periodo segue il terremoto di Colfiorito, avvenuto nel 1997. Il fatto che la CFF sia sbloccata corrisponde alle caratteristiche dovute al post-terremoto e non è rappresentativa del periodo precedente al 1997 quando la faglia era probabilmente bloccata.

Utilizzando le faglie “prova” nella geometria del modello permette di valutare la sensibilità del modello relativamente alla geometria della faglia. Il modello numerico consente di chiarire alcune caratteristiche delle faglie e permette di individuare faglie che non sono mappate perché probabilmente attualmente sepolte. Questo approccio è importante quando si modellano aree in cui la geometria delle faglie è meno conosciuta. I risultati del modello sono ragionevolmente buoni per il centro Italia, che è una delle zone con faglie normali più studiate nel Mediterraneo centrale. Calibrando il metodo lungo l’ATF permette di generalizzare tale metodo e renderlo applicabile in altre aree dove le faglie non sono ancora ben caratterizzate. Per l’ATF, il modello presentato qui può essere usato come un punto di partenza per determinare lo *slip rate* delle faglie modellate.

Il nostro risultato fornisce informazione sullo stato delle faglie bloccate. Il modello che meglio fitta i dati osservati indicano che l’ATF è completamente bloccata in seguito alla mancanza di discontinuità nella velocità orizzontale e verticale nel periodo intersismico. La presenza di discontinuità localizzate nelle velocità orizzontali e verticali suggeriscono che la faglia CFF e la VUFs si muovono come delle faglie sbloccate.

6. Modellazione 2D in area compressiva, Nord Italia

Questo lavoro è finalizzato allo studio del sistema di thrust del Montello (MTS), localizzato nella porzione esterna delle Alpi meridionali, in relazione alla sorgente di potenziale sismogenetico. Queste strutture suscitano un particolare interesse per la mancanza di sismicità storica. Tuttavia, attualmente è in fase di deformazione attiva.

6.1 Introduzione

Molte osservazioni geologiche e geodetiche e svariati modelli sono stati utilizzati per vincolare la deformazione crostale intersismica in relazione alle porzioni bloccate dei thrust (vedi ad esempio, Simoes et al., 2004). Generalmente, però, non è complicato sistemare i dati aggiustando i parametri del modello (vedi ad esempio, Serpelloni e Cavaliere, 2010).

Lo scopo di questo lavoro è quello di stabilire un primo grado di deformazione sulla base dei dati che ci permettono di esplorare i processi delle faglie potenzialmente sismogenetiche. In questo lavoro, il sistema di Thrust del Montello (MTS), appartenente alla porzione esterna delle Alpi meridionali (ESA; Figura 6.1) nel Nord Italia, è stato utilizzato come un esempio regionale per determinare le caratteristiche intersismiche ed il potenziale sismogenetico delle faglie bloccate. Differentemente dalle altre aree formate da sistemi di thrust, l'area del Montello non ha subito forti terremoti in tempi storici.

A causa della grandezza della faglia (larga 200 km^2 , che potrebbe dare un terremoto con magnitudo maggiore di 6.5) l'MTS è considerato come un'area con forte rischio sismico (Slejko et al., 2008), anche se, il collegamento tra i terremoti storici più forti e l'area urbanizzata, non è ancora molto chiaro.

Le faglie bloccate sono quelle potenzialmente sismogenetiche (Chlieh *et al.*, 2004; Moreno *et al.*, 2010). Contrariamente, le faglie sbloccate rilasciano gradualmente la deformazione che spesso viene osservata in superficie tramite metodi geodetici (Dragert

et al., 2001). Un modello 2-D agli elementi finiti, composto da una stratificazione, dalla presenza di faglie e da opportune condizioni reologiche, riesce a fittare i dati osservati disponibili in un'area che rappresentano la deformazione superficiale intersismica a lungo tempo (e.g., Vergne *et al.*, 2001; Hsu *et al.*, 2003; Chamlaigain and Hayashi, 2005).

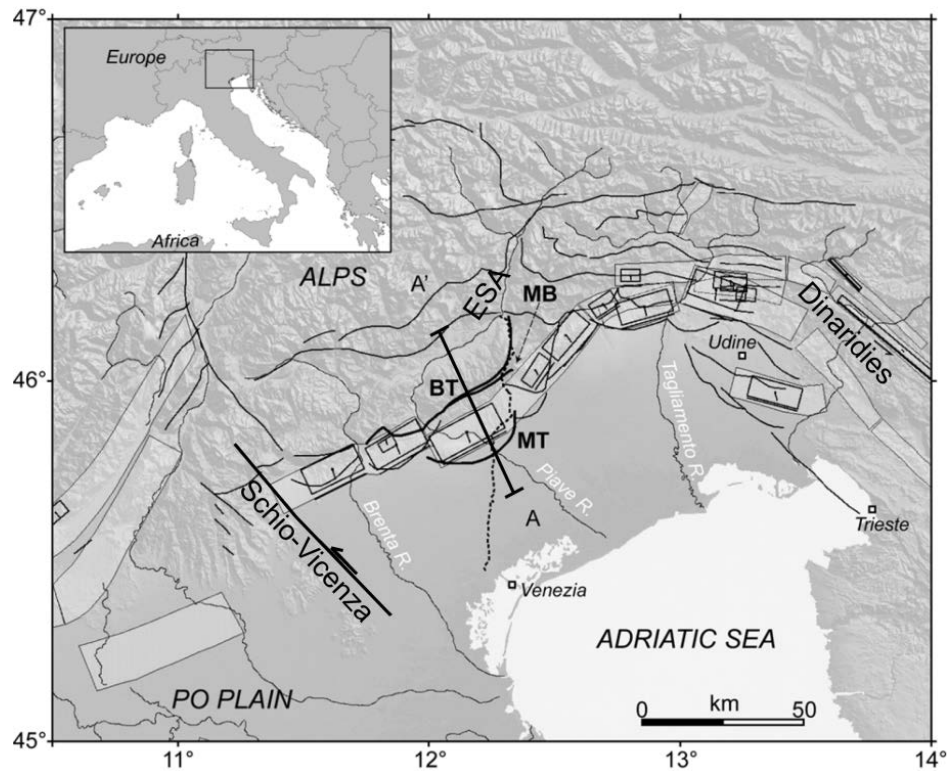


Figura 6.1 Sistemi di thrust e faglie trascorrenti delle Alpi meridionali esterne e della Slovenia occidentale (modificato da Burrato *et al.* 2008). Sorgenti sismogenetiche composte (bande grigie) ed individuali (rettangoli) del database del DISS (DISS Working Group, 2010). La traccia della linea geodetica è rappresentata dalla linea tratteggiata. La topografia è rappresentata dal SRTM-DEM (Void-filled seamless SRTM data V1, 2004, International Centre for Tropical Agriculture (CIAT), disponibile da CGIAR-CSI SRTM 90 m Database: <http://srtm.csi.cgiar.org>). MT, thrust del Montello; MB, back-thrust del Montello; BT, Thrust di Bassano.

Ho sviluppato un modello agli elementi finite della MTS che accorda le caratteristiche a lungo e corto periodo, ho adottato una reologia elasto-visco-plastica, incorporando la presenza di faglie e geometrie realistiche. Per il calcolo della deformazione intersismica ho vincolato il modello con i dati geodetici disponibili. Data la scala temporale di interesse, pochi anni, e l'assenza di terremoti nel periodo di osservazione, è stato omesso l'effetto poro-elastico a favore delle eterogeneità crostali.

6.2 Inquadramento geologico-strutturale

L'ESA è una catena sud-vergente neogenica che rappresenta il *backthrust* dell'edificio alpino. Esso è localizzato nella parte settentrionale della placca adriatica continentale, nei pressi della zona di faglie trasformati con trend E-W. L'ESA non ha una forma cilindrica, a causa delle strutture ereditate del Mesozoico, ma come primo ordine di deformazione, sono continue per 160 km, dalla linea Schio-Vicenza al range della catena delle Dinaridi (Figura 6.1). Questo settore accomoda un raccorciamento di circa 30 km dal Neogene (vedi ad esempio, Zanferrari et al., 1982; Doglioni, 1992).

La crosta superiore (Qd e Cf in Figura 6.2) è costituita da una copertura sedimentaria (principalmente rocce carbonatiche del Permo-Triassico, flysch paleogenico e depositi Quaternari). Da 10 a 15 km di profondità, la crosta consiste di un basamento cristallino metamorfosato, che nelle Alpi meridionali è costituito principalmente da rocce quarzitiche con intrusioni di corpi granitici, sovrastante la crosta adriatica (Castellarin et al., 2006).

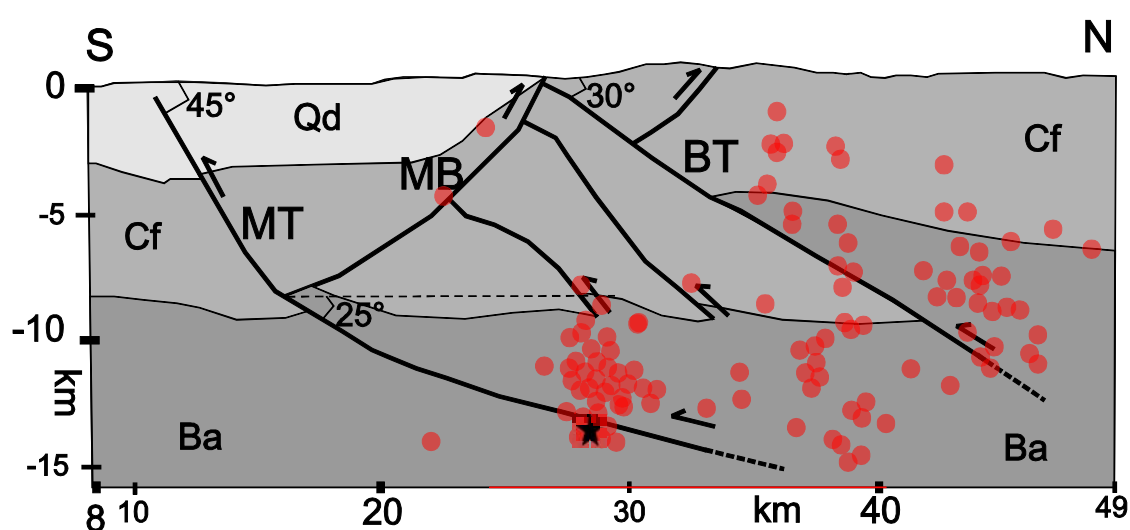


Figura 6.2. Sezione geologica semplificata attraverso il thrust del Montello (vedi Figura 1 per la traccia della sezione; modificato da Doglioni, 1992; Galadini *et al.*, 2005; Castellarin *et al.*, 2006). I valori di dip sono approssimati. Ba, basamento cristallino metamorfosato, principalmente composto da rocce quarzitiche intruse da corpi granitici; Cf, rocce carbonatiche del Permo-Triassico e flysch paleogenico; Qd, Molasse dell'Oligo-Miocene e depositi quaternari (vedi Fantoni et al. 2001 per i dettagli). Pallini rossi, terremoti da Chiaraluce et al. (2009).

Lo scollamento basale della catena sembra essere localizzata nel basamento, ad una profondità di circa 10-15 km, come suggerito dalle ricostruzioni fatte con delle sezioni bilanciate (Castellarin et al., 2006; Doglioni and Carminati, 2008).

L'MTS consiste principalmente di tre thrust (Figura 6.2): il thrust del Montello, il *backthrust* del Montello (MB), e il thrust di Bassano (BT).

Il top del basamento è costituito da una discontinuità (LAD) a basso angolo (3°) nord-immergente dislocata dal BT. L'MT ha un dip di 45°, dopo gli 8 km circa di profondità il dip diminuisce fino a 25°. Sempre alla profondità di 8 km, l'MT intercetta il basamento ed una faglia antitetica (MB) che ha un dip di 40° Sud-immergente. Il BT ha un dip di 30° ed immerge a Nord.

L'MTS è una delle strutture più intensamente deformate delle Alpi meridionali, con un raccorciamento della crosta superiore di circa 20 km lungo una sezione di circa 30 km, dal Neogene fino al Quaternario, che corrispondono ad una velocità di raccorciamento di circa 3 mm/a (Castellarin et al., 2006).

A Nord dell'MT, la catena è caratterizzata da una zona triangolare, dove i sedimenti clastici nella parte meridionale dell'anticlinale mostrano una geometria ad *onlap* riducendo il loro spessore (Doglioni, 1992). Questo indica la presenza una faglia in crescita dal Tardo Oligocene al Quaternario e suggerisce una possibile soluzione al problema volumetrico dell'alto strutturale del thrust di Bassano.

L'anticlinale del Montello, durante l'Olocene, è stato sottoposto ad un'alta velocità deformativa. Benedetti et al. (2000) determinano la velocità di sollevamento dei terrazzi localizzati sul Montello. Gli autori partono dall'assunzione che i terrazzi si formano durante il periodo di *highstand* (dai cicli di variazione del livello marino). Dopo aver trovato i valori di Uplift per i 7 terrazzi riconosciuti sul Montello (Figura 6.3), trovano l'età in cui questi terrazzi si sono formati, ipotizzando un uplift rate costante per tutti i terrazzi. Le età degli eventi di *highstand* nelle curve di variazione assoluta del livello marino vengono confrontate con le età di formazione di ogni terrazzo.

Le differenze tra i tempi di formazione dei terrazzi e le età di *high-stand* dipendono dall'uplift rate ipotizzato. La differenza minima tra l'età di formazione di un terrazzo e l'età di *high-stand* più vicina ad essa ci suggerisce l'età "esatta" (in relazione al periodo di *high-stand*) della formazione del terrazzo.

Quindi la differenza minima tra i valori temporali serve a vincolare l'uplift rate dei terrazzi partendo dall'ipotesi di un Uplift costante. Gli autori calcolano l'uplift rate, con la procedura precedentemente descritta, considerando un unico uplift rate per tutti i terrazzi. Successivamente dividono i terrazzi in due set, dal primo al quarto terrazzo e dal quarto al settimo terrazzo, ipotizzano due valori costanti di uplift rate per ogni set. In entrambe le procedure gli uplift rate variano da 0.01 a 3 mm/y. Il fit migliore, ottenuto dal minimo dell'RMS corrispondente, vincola la velocità di uplift verticale dei terrazzi (Figura 6.4). Gli autori suggeriscono una velocità di uplift verticale di circa 0.49 mm/a durante la messa in posto dei terrazzi T0-T3 (120 Ma), e 0.87 mm/a durante la messa in posto dei terrazzi T4 e T7 (300 Ma). Quindi Benedetti et al. (2000) suggeriscono che il Montello è un thrust cieco e attivo.

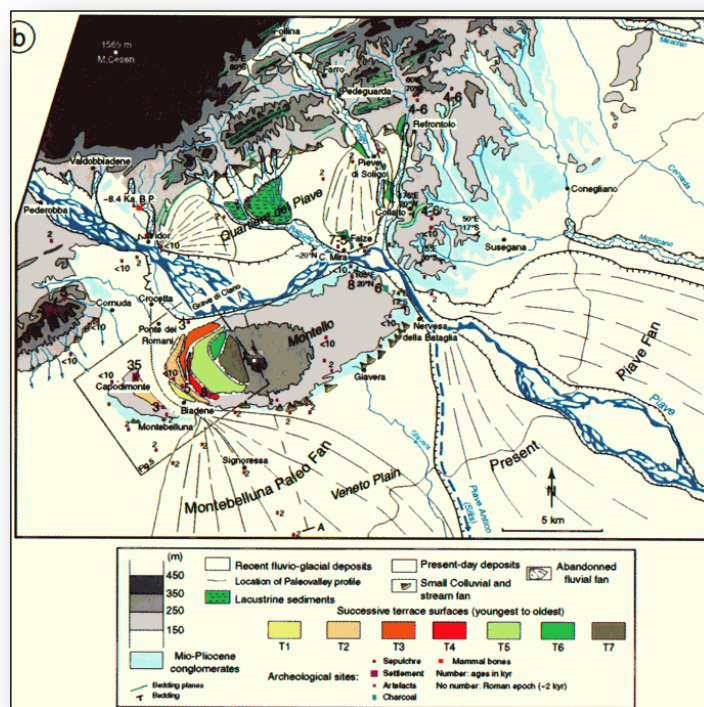


Figura 6.3: Terrazzi (da T1 a T7) riconosciuti da Benedetti et al. (2000) sul fianco occidentale del Montello.

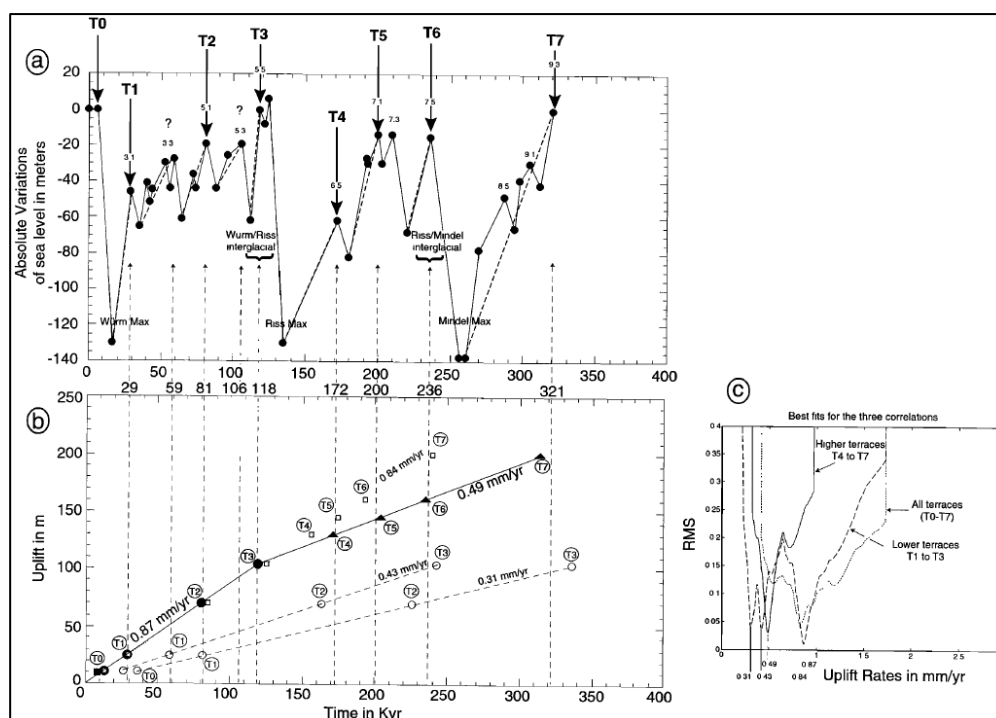


Figura 6.4: (a) Curve di variazione assoluta del livello marino rispetto al tempo e (b) uplift massimo dei terrazzi in funzione dell'età calcolata ipotizzando uno slip rate uniforme. (c) Uplift rate migliore e valori corrispondenti di RMS. Da Benedetti et al. (2000).

Galadini et al. (2005), partono dal presupposto che il valore minimo di slip rate potrebbe essere ottenuto, per alcuni thrust, dalle profondità della base dei depositi quaternari del footwall della faglia. I depositi quaternari veneziani sono stati influenzati dalle variazioni del livello marino. Infatti durante i periodi di *low-stande* ci potrebbe essere stata la formazione di canali nell'area prealpina, che sono stati riempiti di depositi quaternari durante l'ingressione marina e la fase di *high-stande* (Castiglioni et al., 2001). Quindi, questo suggerisce che l'attuale profondità dei depositi quaternari, non è dovuta solamente ai movimenti verticali dei thrust. Assumendo che durante le fasi di *low-stande* il livello marino raggiunge quote negative, di 100-150 m sotto il livello marino attuale (vedi ad esempio, Bosi et al., 1996), Galadini et al. (2005) ottengono delle informazioni relative all'offset verticale di alcuni thrust dell'ESA. Quindi calcolano l'offset minimo considerando la profondità attuale della base del Quaternario come risultato diretto dell'offset verticale, o considerando queste profondità come l'effetto dello slip verticale meno il valore di 100-150 metri. Per il thrust di Bassano-Cornuda gli autori ipotizzano un valore di uplift minimo di 0.42-0.5 mm/a, in base alla profondità dei depositi quaternari situati a circa 1000 m di profondità nel footwall del

thrust. Questo valore è stato ottenuto dividendo i due valori minimi di uplift (1000 m e 850 m) per il periodo di deposizione quaternaria. Mentre per l'area del Montello-Conegliano gli autori, calcolano un valore di uplift rate minimo di 0.32-0.4 mm/a, considerando la base dei depositi quaternari a circa 800 m di profondità.

L'attuale assetto tettonico dell'ESA è il risultato di un processo di collisione, tuttora in atto, con un raccorciamento orizzontale, calcolato con i dati geodetici, di circa 2 mm/a (Ward, 1994; Caporali *et al.*, 2011).

6.3 Reologia

L'ESA è rappresentata da un sistema di thrust sismicamente attivi (vedi ad esempio, Slejko *et al.*, 1989; Cuffaro *et al.*, 2010). Il terremoto più forte è stato localizzato intorno al fiume Brenta (anno 1695, M6.5), verso la terminazione orientale del BT (anno 1872, M6.3), e intorno al fiume Tagliamento (anno 1976, M6.5; le magnitudo includono gli effetti macrosismici cumulati, da Rovida *et al.*, 2011). I terremoti storici, degli ultimi 700 anni, non sono stati ancora chiaramente identificati nei pressi dell'Anticlinale del Montello nonostante le tante discussioni fatte a riguardo (vedi ad esempio, Benedetti *et al.*, 2000; Galadini *et al.*, 2005)

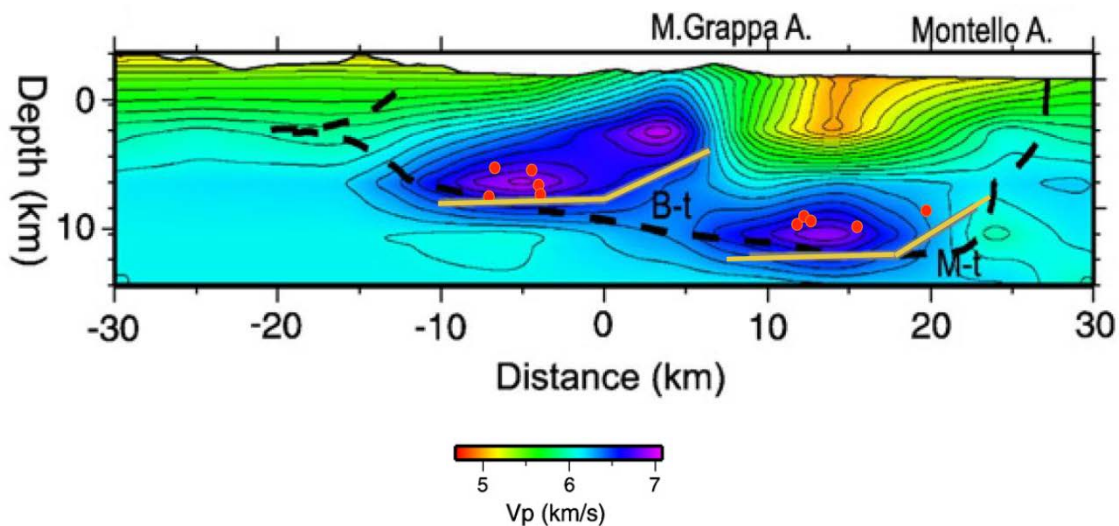


Figura 6.5 : Velocità V_p per l'area del Montello. B-t, Thrust di Bassano; M-t, Thrust del Montello; cerchi rossi, sismicità. Da Anselmi *et al.* (2011).

Lungo l'MT, il tasso di accorciamento dedotto suggerisce un maggior rilascio di momento sismico rispetto a quello dei terremoti storici nel catalogo dedotto da Rovida et al. (2011).

Vicino l'MT e il BT, uno studio locale fatto dal 2004 al 2005 mostra che la microsismicità avviene principalmente nel basamento, non oltre una profondità di 15 km (Figura 6.2), in corrispondenza delle anomalie positive di velocità delle onde P e del rapporto V_p/V_s (Figura 6.5) (Chiaraluce et al., 2009; Anselmi et al., 2011).

In più, quasi nessun terremoto è stato registrato sul bollettino sismico sotto i 15 km di profondità (ISIDe Working Group, 2010), indicando che la cosiddetta transizione fragile-duttile è localizzata probabilmente a circa 15 km di profondità.

Partendo da una reologia plausibile per la litosfera delle Alpi meridionali (caratteristiche viscose per la crosta inferiore, e contributo del trasferimento di massa diffusivo per la crosta superiore), ho riprodotto il modello con un mezzo elasto-plastico-viscoso per il periodo intersismico.

Assumendo un gradiente geotermico di 22 ± 3 °C/km (Viganò et al., 2012), questo dovrebbe dare una temperatura di circa 330 ± 45 °C a 15 km di profondità. Le variazioni osservate alle profondità di *cut-off* della sismicità sono generalmente compatibili con la temperatura di 350 °C (Bird and Kong, 2004). Dato il gradiente di temperatura, per profondità maggiori di 14-15 km, gran parte del basamento cristallino della crosta delle Alpi meridionali dovrebbe fluire per *dislocation-creep* (Viscosità non-Newtoniana, Viganò et al., 2012) compatibilmente con la distribuzione dei terremoti in profondità.

Inoltre, gran parte della crosta superiore, composta da Carbonati, potrebbe accomodare parte dello *strain* dai processi di trasferimento di diffusione di massa come la pressione-soluzione e la precipitazione. Quest'ultimo presenta meccanismi di deformazione tipicamente viscose con una reologia di tipo Newtoniano e forte dipendenza dalla grandezza dei granuli. (Per maggiori dettagli sul calcolo della viscosità nello strato inferiore vedi l'appendice 1 nel paragrafo 9.1)

6.4 Dati

Per validare il modello numerico, sono stati utilizzati le velocità orizzontali GPS e i dati di livellazione terrestre. L'area d'interesse ricopre il settore che va dalla Piana del Po

fino alle Prealpi Venete, dove il fronte dei thrust si discostano dalla cilindricità di circa 10-12 km per una lunghezza di 160 km, tra il lineamento tettonico Schio-Vicenza e il *range* delle Dinaridi (Figura 6.1). In questo settore, i dati di velocità orizzontale GPS provenienti da Caporali et al. (2011) sono stati proiettati lungo la sezione A-A' (Figura 6.6), considerando la componente parallela alla sezione. I dati GPS sono stati filtrati mediante un filtro di *smoothing* Gaussiano, facendo la convoluzione tra la funzione gaussiana con ampiezza di 100 km e 50 km (Figura 6.7). Lo scopo di questo filtro passa-basso è quello di rimuovere dal dato, valori anomali o rumori ad alta frequenza.

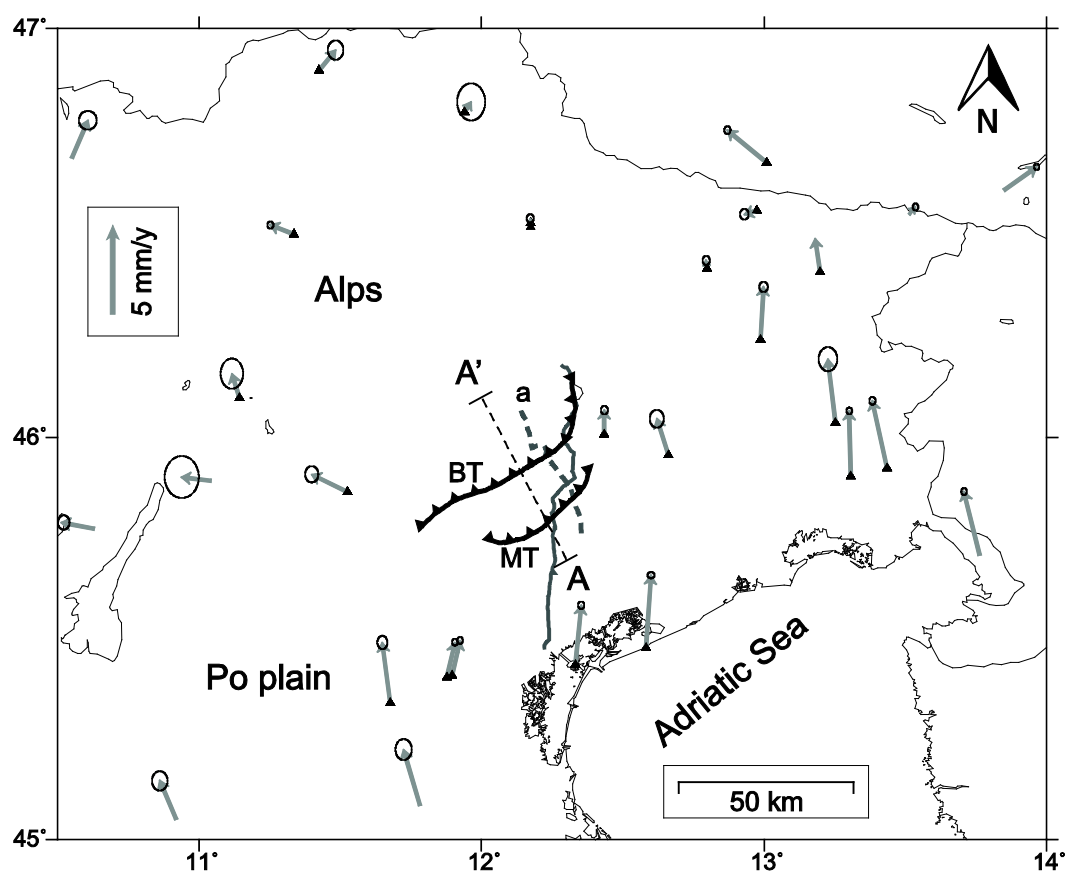


Figura 6.6: La mappa schematica mostra la traccia del modello numerico (A-A') e la traccia della sezione geologica (a; linea grigia tratteggiata). Le frecce rappresentano i dati GPS con ellissi di errore di 1σ . Da Caporali et al (2011); i triangoli indicano le stazioni GPS usate in questo lavoro. La linea grigia continua rappresenta la traccia dei dati di livellazione. MT, Thrust del Montello; BT, Thrust di Bassano.

I dati di livellazione numerica provengono dall'Istituto Geografico Militare (IGM-RG, 1978; Teatini *et al.*, 2005) coprono una distanza di circa 200 km dalla piana del Po fino al promontorio alpino. I dati, registrati durante il periodo tempo che va dal 1949 al

1977, sono stati plottati lungo la sezione A-A' (Figura 6.7b,c). E' stato rimosso il *bias* della correlazione terrena di 0.027 gradi/a, ed è stato calcolato l'intervallo di confidenza.

Da ora in Avanti, indicherò con ' V_h ' la componente parallela alla sezione della velocità orizzontale GPS filtrata, e con ' V_v ' il range dell'intervallo di confidenza dei dati di livellazione corretti. Quindi, ' V_h ' e ' V_v ' rappresentano le velocità orizzontali e verticali (Figura 6.7) lungo la sezione bidimensionale A-A' in Figura 6.6. E' interessante notare come ' V_h ' decresce verso Nord, mentre ' V_v ' decresce verso Sud.

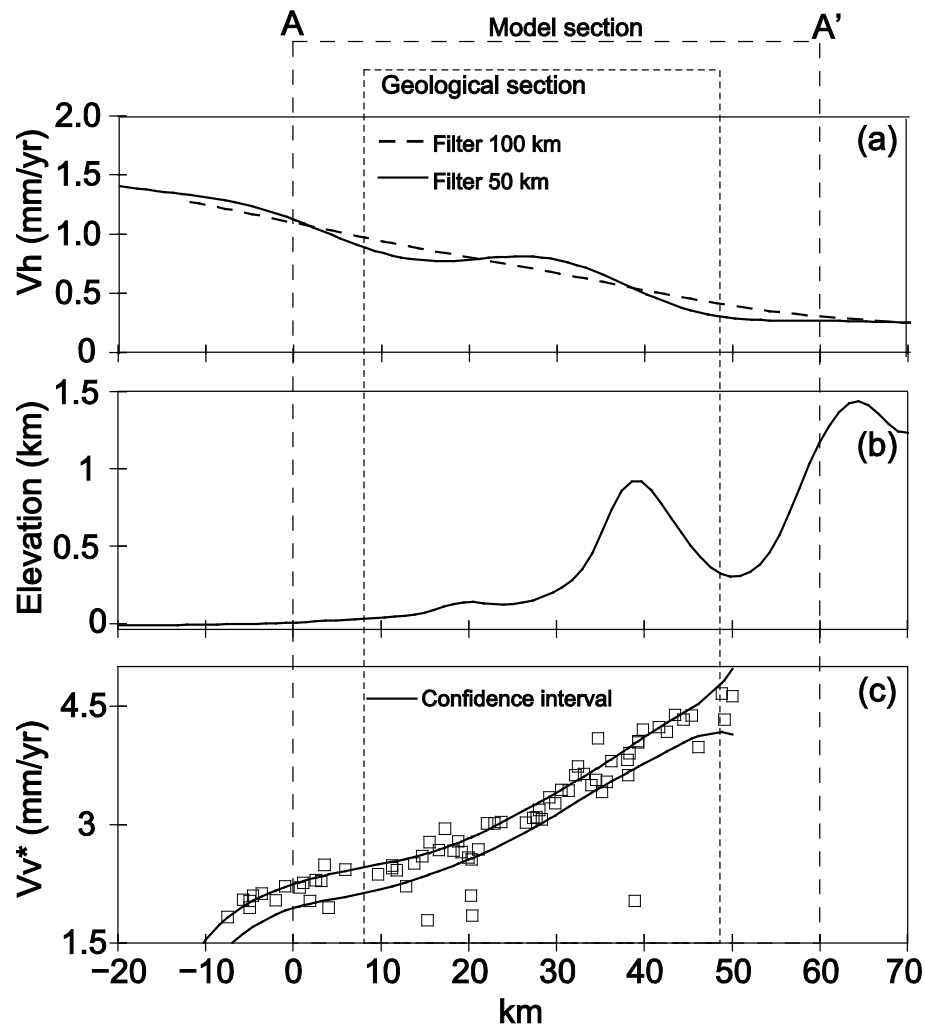


Figura 6.7: (a) Velocità orizzontale V_h , (b) Topografia e (c) velocità verticali non corrette V_v^* con gli intervalli di confidenza. I dati sono proiettati lungo la sezione A-A' del modello.

6.5 Modellazione numerica

Sulla base della sezione geologica (Figura 6.2), ho costruito la *mesh* del modello agli elementi finiti (Figura 6.8). La discontinuità a basso angolo (LAD) tra lo strato sedimentario superiore e il basamento è rappresentato come una discontinuità reologica. Nel modello, sono state introdotte tre faglie: MT, MB e BT.

Dal momento che abbiamo modellato solo i dati in superficie, le faglie sono state incorporate come una discontinuità a frizione zero (faglie sbloccate o *freel-slip*).

La *mesh* 2D (lunga 60 km e profonda 40 km) è composta da 2582 elementi quadrilateri (circa 1 km^2 , con quattro nodi ai vertici di ogni elemento) e 2714 nodi. Lo strato superiore (UL) è costituito da un mezzo elasto-plastico, lo strato intermedio (IL) da un mezzo elastico e lo strato inferiore (LL) da un mezzo viscoelastico. UL e LL hanno uno *yield stress* $Y_s = 100 \text{ MPa}$

Tutti gli strati hanno una densità ρ di 2300 kg/m^3 , Il modulo di Young $E = 9 \text{ GPa}$ ed il rapporto di Poisson $\nu = 0.3$. Il modello è soggetto a gravità (9.8 m/s^2) ed è *pre-stressed*.

Lungo il bordo sinistro (meridionale) del modello, i nodi da 0 a 15 km di profondità sono bloccati in direzione orizzontale. Da 15 a 40 km, ho applicato 8 m di spostamento verso destra. Lungo il bordo destro (settentrionale) del modello, ho applicato 7 metri di spostamento verso sinistra da 0 a 21 km di profondità, mentre i nodi da 21 a 40 km sono stati bloccati in direzione orizzontale (Figura 6.8). La base del modello è bloccata in direzione verticale. Il modello simula una deformazione in un periodo di tempo di 8000 anni.

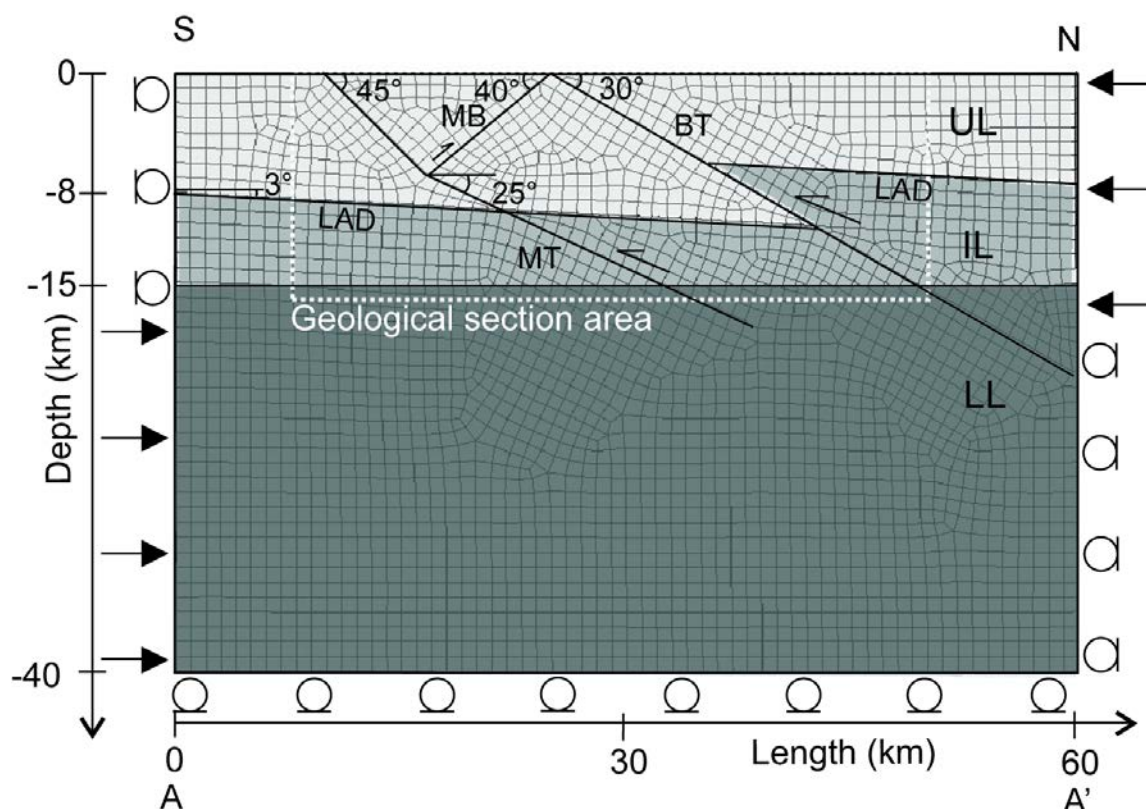


Figura 6.8: Mesh e condizioni al contorno del modello numerico. Le sfumature di grigio indicano lo strato superiore (UL), lo strato intermedio (IL) e lo strato inferiore (LL). Le frecce rappresentano lo spostamento applicato; i cerchi indicano lo spostamento nullo ortogonale. MT, Montello Thrust; BT, Bassano Thrust, MB, back-thrust del Montello; LAD, discontinuità a basso angolo.

La parte meridionale del modello è localizzata sulla piana del veneto. Lo spostamento verso nord applicato al LL rappresenta il sotto-scorrimento della litosfera adriatica. Il settore settentrionale è localizzato ai piedi delle Alpi. Lo spostamento verso sud, applicato al UL ed all'LL rappresenta la reazione della catena alpina alla crosta superiore.

La simulazione è stata calcolata con il software Marc.Mentat con un modello elasto-visco-plastico in approssimazione di *plane-strain*.

I parametri testati includono ϑ , Y_s , ed E, insieme alla lunghezza del modello, e alla presenza o a assenza di faglie (Tabella 6.1). L'angolo di Dip per l'MT, MB e BT è stato fatto variare da 30° a 50° . La posizione e la lunghezza delle faglie sbloccate (*free-slip*) lungo le faglie e lungo LAD sono state testate da 0 fino a 36 km. Quindi ho fatto una combinazione di numeri vari casi insieme. La Tabella 6.1 mostra il *range* di tutte i

parametri testati con una descrizione sintetica dei risultati, che verranno discussi in seguito. I parametri reologici sono stati utilizzati indipendentemente per l'UL e l'LL.

6.1 Risultati

Ho simulato circa 160 modelli e selezionato l'unico che meglio fitta, in termini di minimi quadrati, i dati filtrati.

Da ora in poi, i modelli *long-wavelength* e *short-wavelength* indicheranno i modelli che fittano i dati di V_h filtrati rispettivamente a 100 (*long-*) e a 50 km (*short-*). I parametri liberi sono principalmente lo stato delle faglie, bloccate e/o sbloccate, dei tre thrust principali rappresentati nel modello.

Da Sud a Nord, la velocità orizzontale del modello *long-wavelength* decresce quasi linearmente da 1 mm/a a 0.2 mm/a (Figura 6.9a). In media, la velocità orizzontale del modello fitta il dato di V_h ragionevolmente bene, sebbene i dati, diversamente dal modello mostrano un andamento più lineare.

Un fitt quasi perfetto, invece, viene dal modello *short-wavelength*: La velocità orizzontale decresce da 0 a 15 km, e da 30 a 50 km, mentre rimane più o meno costante nelle restanti zone, in questo senso il modello fitta i dati molto bene (Figura 6.9b).

Sia nel modello *short-wavelength* che in quello *long-wavelength*, la velocità verticale aumenta di circa 1 mm/a muovendosi verso Nord (Figura 6.9c,d). Nella prima metà della sezione, la velocità del modello fitta piuttosto bene V_v , tuttavia, questo non accade per la seconda metà del modello.

L'*uplift rate* che modellato per Montello (0.5 mm/a) è compatibile con i dati di Benedetti et al. (2000) e con i dati di Galadini et al. (2005), che vanno complessivamente, da un minimo di 0.32 mm/y, ad un massimo di 0.87 mm/y. Mentre per il Bassano Thrust abbiamo valori di *uplift rate* di 0.25-0.3 mm/a, leggermente più bassi rispetto al dato di Galadini et al. (2005) che va dai 0.42 a 0.5 mm/a.

I risultati mostrano che il modello *short-wavelength* è compatibile con i dati disponibili (Figura 6.9b,d), e quindi rappresenta il modello migliore. Esso è caratterizzato da una porzione sbloccata lungo il BT incorporata nel LL, una lungo MB nel IL, e lungo l'MT incorporata sia nell' LL che nell'UL (Figura 6.10).

La posizione delle faglie e l'ampiezza dei segmenti sbloccati determinano la velocità in superficie. Cambiando l'ampiezza delle faglie sbloccate la velocità verticale diventa maggiore di quella orizzontale. Variando il dip delle faglie di circa $\pm 10^\circ$ non si osservano variazioni significative nella velocità superficiale.

Table 6.1. Parametri testati, risultati sintetici e valori di best fit.

Parametri	Modello <i>long-wavelength</i>	Range	Valori di step	Effetto di UL	Effetto di IL	Valori di <i>best-fit</i> (Modello <i>short-wavelength</i>)
Yield Stress Y_s	100 MPa	1 - 1000 MPa	1, 10, 50, 100, 500, 1000 MPa	Vh: + Vv: +	(*)	100 MPa
Modulo di Young E	9 GPa	0.1 GPa - 50 GPa	0.1, 1, 9, 10, 50 GPa	Vh: + Vv: (*)	Vh: - Vv: (*)	9 GPa
Rapporto di Poisson ν	0.3	0.2 - 0.4	0.2, 0.3, 0.4	Vh: - Vv: +	Vh: + Vv: +	0.3
Lunghezza	60 km	50 - 150 km	Step 10 km	(*)	(*)	60 km
Profondità (Totale)	40 km	30 - 50 km	Step 5 km	(*)	(*)	40 km
Profondità UL (lato sinistro)	8 km	5/15 km	Step 1 km	(*)	(*)	8 km
Profondità UL (lato destro)	11 km	7/21 km	Step 1 km	(*)	(*)	11 km
Presenza di faglie	MT	83 combinations	MT, MB, BT, LAD	(*)	(*)	MT, MB and BT
Dip delle faglie	MT: 45°	MT: 30° - 50° MB: 30° - 50° BT: 30° - 40°	Step 5°	(*)	(*)	MT: 45° MB: 50° BT: 30°
Ampiezza delle faglie (sbloccate)	MT: 18 km	MT: 0-36 km MB: 0-9 km BT: 0-20 km LAD: 0-10 km	Step 1 km	(*)	(*)	MT: 33 km MB: 5 km BT: 6 km

UL: Strato superiore; IL: Strato intermedio; MT: Thrust del Montello; MB: Backthrust del Montello; BT: Thrust del Bassano Thrust; LAD = Discontinuità a basso angolo; Vh: effetto sulla velocità orizzontale; Vv: effetto sulla velocità verticale; + = correlazione positiva; - = correlazione negativa; (*) non significativo / o non mostrato.

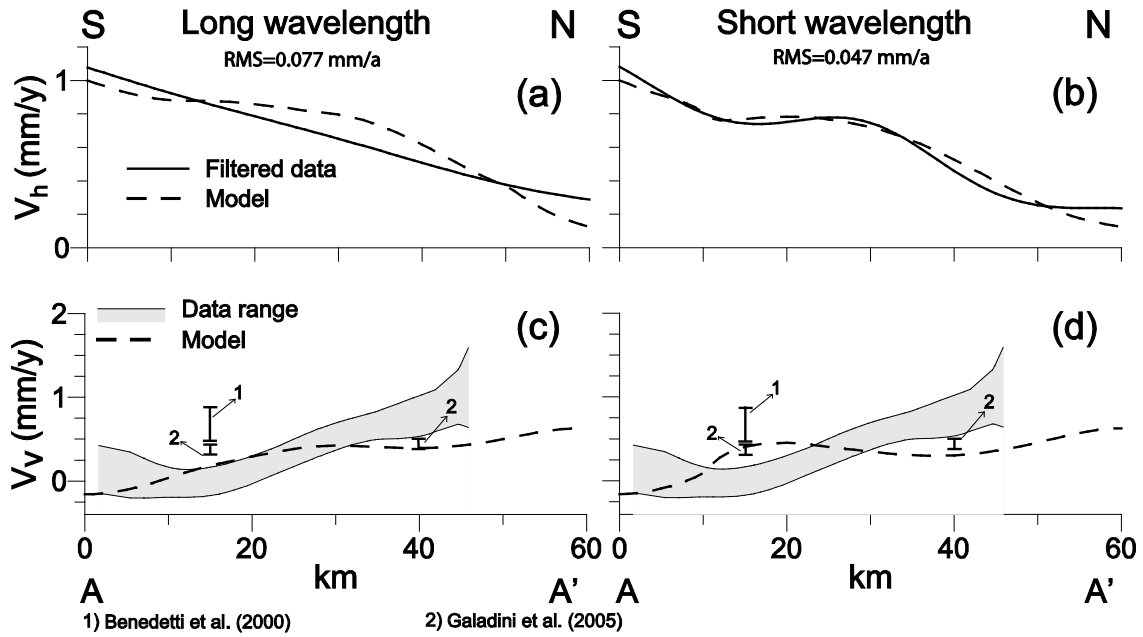


Figura 6.9: Modello di best fit per 50 km (short) e 100 km (long) wavelengths. Velocità superficiali orizzontali (a,b) e verticali (c,d) per il modello long wavelength (a,c) e short wavelength (b,d). Le linee continue, dati filtrati; le bande grigie, il range dell'intervallo di confidenza; linee tratteggiate, modello. L'RMS è stato usato per confrontare l'efficienza dei differenti modelli (vedi materiale supplementare nel paragrafo 9.2)

Nel modello *short- wavelength*, il risultato migliore si ottiene quando l'ampiezza delle faglie sbloccate per l'MT, l'MB ed il BT sono rispettivamente di 33 km, 5 km e 6 km. La rimanente porzione di tali faglie è bloccata. Le proprietà reologiche del modello migliore sono listate in Tabella 5.1. sotto la colonna “valori di *best-fit*”.

La variazione della velocità superficiale dipende principalmente dalla presenza della porzione sbloccata del' MT e dalla stratificazione reologica; la porzione sbloccata dell'MB e del BT giocano un ruolo minore nella variazione di velocità. Per comprendere meglio quanto la stratificazione influenza il nostro risultato, descrivo l'effetto provocato dai parametri E , Y_s e ϑ . Nel modello migliore, considerato come il modello di riferimento, viene fatto variare il valore di E da 1 GPa - 50 GPa, il valore di Y_s da 1 MPa a 1 GPa, e i valori di ϑ da 0.2 a 0.4 sia per l'UL che per l'IL. Le quantità sono state fatte variare indipendentemente l'uno dall'altro (Tabella 6.1)

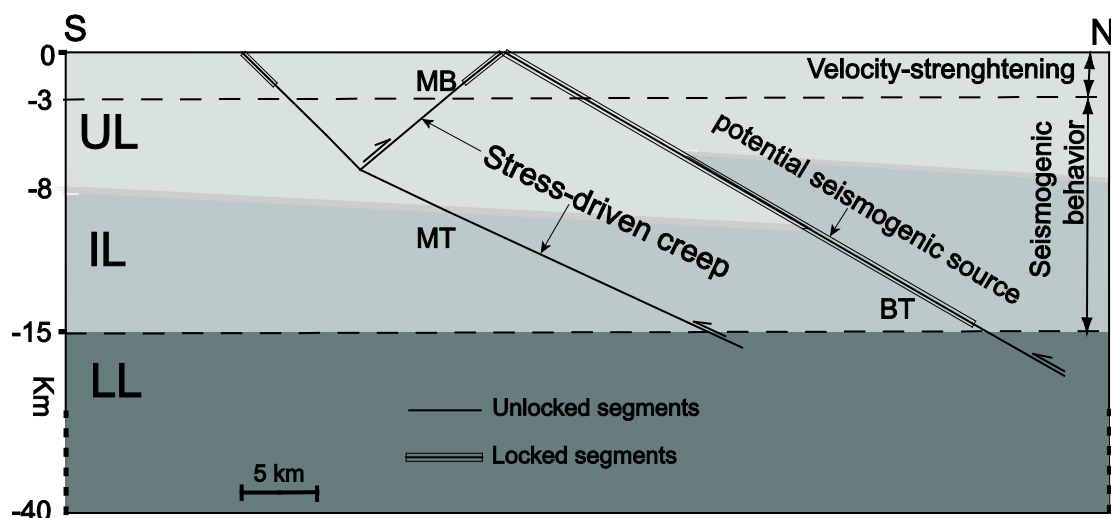


Figura 6.10: Diagramma dei risultati del modello che mostra le porzioni di faglia bloccate e sbloccate di MT, MB e BT. La scala verticale è stata tagliata ad una profondità utile

Variando Y_s e ϑ in entrambi gli strati, si ha una variazione trascurabile di velocità orizzontale e verticale. Invece, E , risulta il parametro più significativo, causando un'ampia variazione di entrambe le velocità. In particolare, l'aumento di E nell'IL elastico causa, rispetto al modello di riferimento, un aumento di velocità verticale da 0 a 40 km (Figura 6.11a), e un decremento della velocità orizzontale per tutta la lunghezza della sezione (Figura 6.11b). La diminuzione di E nell'IL produce un incremento della velocità orizzontale tra 40 e 60 km, mentre la velocità verticale decresce da 0 a 40 km e poi aumenta fino a 60 km. D'altra parte, aumentando E nell'UL (Figura 6.11), produce gli stessi effetti di quando E diminuisce nell'IL. Invece, un aumento di E nell'UL produce un aumento di velocità orizzontale da 0 a 40 km, e un decremento della velocità verticale dai 30 km in poi. (Per maggiori dettagli sui risultati vedi l'appendice 2, nel paragrafo 9.2).

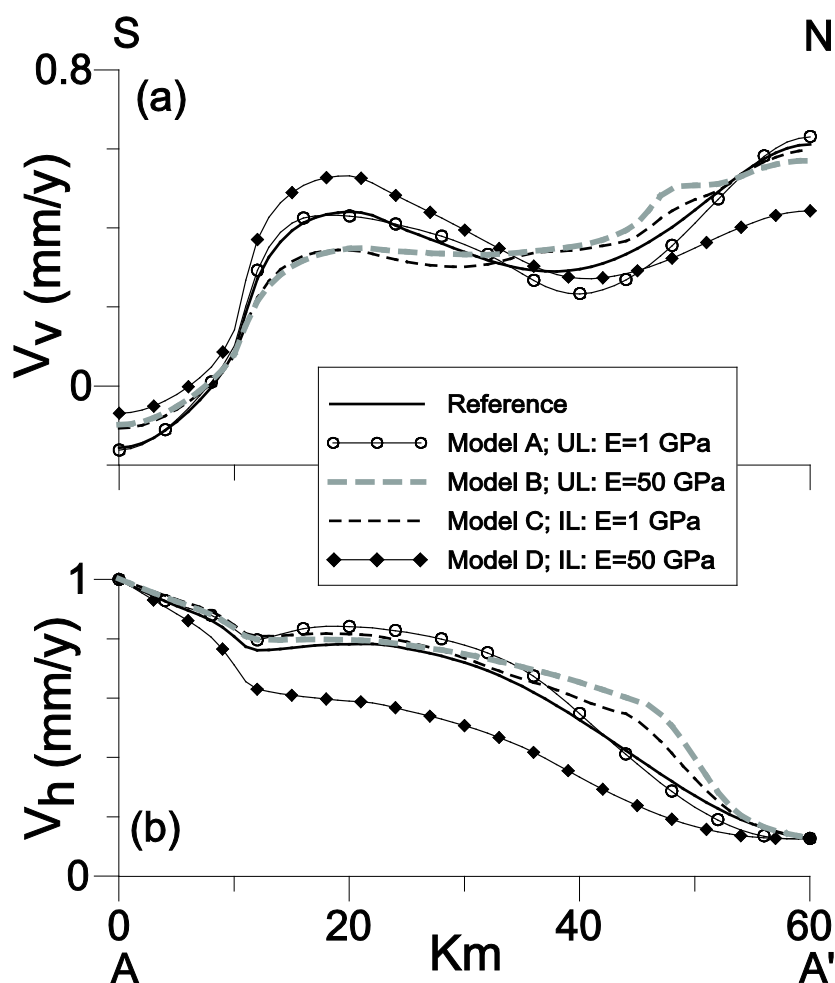


Figura 6.11: Modello di sensitività per il modulo di Young E (a, modello di velocità verticale V_v ; b, modello di velocità verticale V_h). Abbiamo testato la UL e la LL separatamente. Il modello di riferimento è il modello short-wavelength (vedi Figura 6.9 b,d)

6.2 Conclusione

Calibrando i dati a breve termine e senza terremoti nel periodo di osservazione, possiamo dire che il modello migliore rappresenta il comportamento intersismico della MTS in maniera soddisfacente. Le condizioni al contorno, le faglie modellate e i parametri reologici imposti nel modello migliore rappresentano un'ottima impostazione con cui è possibile calcolare il tempo di ricarica e il potenziale sismogenetico.

Il modello migliore, ovvero il modello che simula meglio i dati, prevede quale porzione di MT, MB e BT sono sbloccate e quali sono bloccate (Figura 6.10)

Il calcolo di un modello 2D è sufficiente per riprodurre le caratteristiche grossolane della velocità superficiale e permette di trarre conclusioni circa lo stato bloccato o sbloccato delle faglie analizzate. Tuttavia, per studiare in dettaglio il dip o la geometria di queste faglie richiederebbe un'analisi più definita e un dataset più ampio.

Il risultato del modello è stato ottenuto da un modello che rappresenta in maniera schematica la realtà. Le faglie minori, che non sono state incluse nel modello, potrebbero essere presenti nella realtà. Tuttavia, non ho utilizzato i dati per trovare risultati dettagliati ma solo delle caratteristiche a larga scala sulle faglie (bloccate vs. sbloccate). La stessa cosa vale per la stratigrafia semplificata.

Il modello simula piuttosto bene le velocità verticali osservate nei dati ad eccezione degli ultimi 20 km del modello (Figura 6.9). Questo *misfit* dipende principalmente dalle condizioni al contorno e rappresenta, in un certo senso, il compromesso tra il fit delle velocità orizzontali e il fit delle velocità verticali. In questo caso ho favorito le velocità orizzontali perché i dati GPS sono soggetti a più procedure di controllo, e l'errore viene gestito meglio.

La microsismicità nel basamento (Figura 6.2) sembra essere diffusa, mentre sul MT è clasterizzata in un'area in cui lo *stress* è di circa 2 MPa (Figura 9.3 del materiale supplementare). In corrispondenza della porzione bloccata del BT non sembra esserci una sismicità localizzata, e questo conferma la nostra interpretazione.

Il nostro modello di Uplift del Montello (0.5 mm/y) rappresenta un valore medio tra i dati di Benedetti et al. (2000) (0.49-0.87 mm/a) e quelli di Galadini et al. (2005) (0.32-0.4 mm/a). La corrispondenza tra la velocità a lungo e corto periodo suggeriscono che l'MT non sta accumulando *stress*, o equivalentemente viene rilasciato attraverso episodi di deformazione per creep. Viceversa, la mancanza di sismicità in corrispondenza della parte bloccata del BT può indicare un caricamento di energia.

MT e MB invece potrebbero essere in *creeping*, in quanto, a basse profondità possono essere presenti *velocity-strengthening gouges* (Scholz, 2002). A profondità maggiori, potrebbe esserci un creep guidato dallo *stress*, che si manifesta con uno slip quasi asismico o con eventi di creep, quando la concentrazione di *stress* tettonico e di *stress* locale sono superiori alla resistenza delle faglie o alla resistenza (costante o equivalente a zero) di uno sforzo di taglio (esempio, Li and Rice, 1987; Savage and Lisowski, 1993).

Il thrust di Bassano è bloccato in un range di profondità in cui ci si aspettano delle caratteristiche di *velocity-weakening* (Marone and Scholz, 1988), questo suggerisce che la faglia potrebbe rilasciare forti terremoti. Il BT, per l'hazard sismico in Italia, non è parametrizzato come un thrust sismogenetico, al contrario l'MT viene considerato sismogenetico ($M_w=6.5$) (DISS Working Group, 2010). Quindi, in futuro saranno necessari studi più dettagliato sul BT al fine di smentire o confermare la possibilità che questa faglia sia sismogenetica, o quantificare lo slip rate attuale ed il suo potenziale sismogenetico.

7. Magnitudo massima attesa

Nei capitoli precedenti ho mostrato come, tramite la modellazione numerica, è possibile calcolare l'ampiezza delle faglie bloccate durante la fase intersismica. Tramite la [1.12] si ricava anche la magnitudo massima attesa.

Considerando le faglie bloccate all'interno del loro spessore sismogenetico (~3-15 km), possiamo ottenere la magnitudo massima attesa, nel caso in cui, queste faglie dovessero rompere l'intera porzione bloccata. Sulla base delle ampiezze bloccate calcolate per il thrust Bassano (BT), Montello (MT), faglia antitetica al Montello (MB), Colfiorito (CFF), Valle Umbra (VUFs) e, Altotiberina (ATF), possiamo ricavare la magnitudo massima attesa (Figura 7.1).

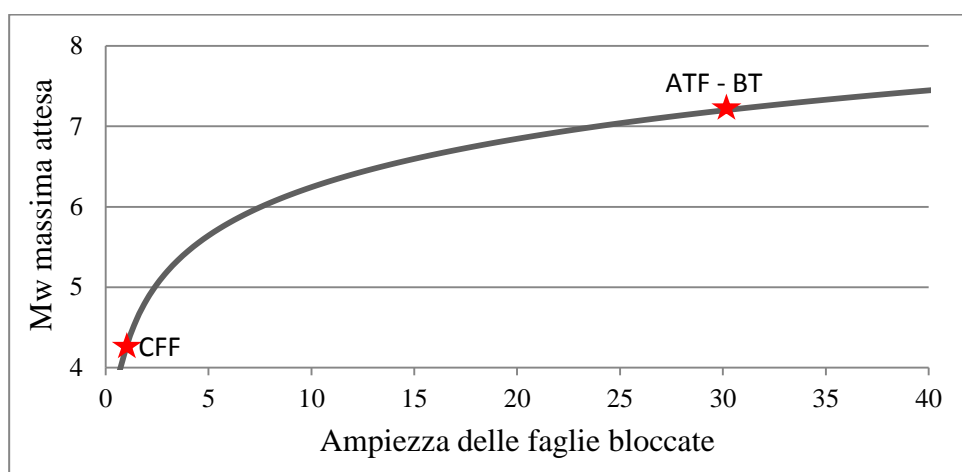


Figura 7.1: Magnitudo massima attesa per le faglie di Colfiorito (CFF), Altotiberina (ATF), e Bassano (BT).

L'ATF e la BT, avendo un'ampiezza della faglia bloccata di circa 30 km, potrebbero generare un terremoto di magnitudo massima circa pari a 7. per la faglia di Colfiorito la magnitudo massima attesa è di poco superiore a 4. Il thrust antitetico al Montello, il thrust del Montello e la faglia della Valle Umbra hanno la porzione di faglia bloccata localizzata all'interno dell'area di *velocity-strengthening gouges* (Scholz, 2002).

8. Conclusioni

La modellazione numerica rappresenta un ottimo strumento per simulare alcuni comportamenti geologici e calcolare parametri geofisici. Più precisamente, con la tecnica della modellazione agli elementi finiti, è possibile riprodurre la geometria di un'area e vincolarla alle opportune condizioni al contorno. In tal modo, si possono ricostruire dei processi reali in maniera meccanica. Affinché il modello numerico sia valido, ossia il più simile possibile alla realtà, i risultati del modello devono essere compatibili con i dati osservati.

I risultati ottenuti dalla modellazione permettono di avere informazioni sullo stato delle faglie (bloccate o sbloccate) e sull'andamento dello *stress*, *strain* e spostamento, sia in superficie che in profondità. Conoscere lo stato bloccato delle faglie nell'intersismico, ci aiuta a migliorare le mappe di pericolosità e a risolvere le problematiche temporali derivanti dai dati geologici e sismologici.

La modellazione numerica, inoltre, è un ottimo strumento di supporto per la modellazione analogica, sia come test preliminare per la progettazione del modello stesso, sia per il contributo che esso fornisce nel miglioramento dei risultati.

Sfruttando le potenzialità della modellazione numerica, ho studiato diverse faglie presenti sul territorio italiano: il sud Alpino, il centro Italia e lo stretto di Messina.

Il modello numerico calcolato per l'area di Messina è stato utilizzato come test su un modello analogico preesistente. I risultati ottenuti forniscono dettagli aggiuntivi relativamente all'evoluzione della rottura nel tempo e al comportamento dello *strain* e dello *stress*.

Nella zona del sud Alpino, ho potuto verificare che la porzione bloccata del thrust di Bassano ha un grande potenziale sismogenetico rispetto al thrust del Montello, che risulta muoversi in *free slip*. Nei dati di letteratura, la faglia di Bassano non è catalogata come faglia attiva. In questo caso, il contributo, fornito dal modello, suggerisce che le faglie con una minima evidenza di attività quaternaria siano da tenere in considerazione durante il calcolo della mappe di pericolosità sismica.

Nella zona del centro Italia, la trazione basale sembra essere un fattore essenziale per modellare il *pattern* intersismico su grande scala in presenza di una faglia a basso angolo. Dai risultati del modello, la faglia Altotiberina risulta in gran parte bloccata, ed il fatto che essa sia localizzata all'interno di uno strato fragile, indica che potrebbe essere potenzialmente sismogenetica.

La faglia Altotiberina ed il thrust di Bassano, avendo un'ampiezza della faglia bloccata di circa 30 km, potrebbero dare una magnitudo massima attesa di circa 7. Per quanto riguarda la faglia di Colfiorito, la magnitudo massima attesa è di circa 4.

Per migliorare la risoluzione della modellazione numerica, sarebbe necessaria una quantità maggiore di dati, che aiuterebbe a vincolare meglio il modello e ad ottenere una soluzione più realistica e meno approssimata.

In questo lavoro ho realizzato modelli con geometria 2D, questo non mi ha permesso di discriminare, all'interno di un' area, le faglie parallele o quelle di forma simile. L'utilizzo di modelli 3D aiuterebbe a risolvere queste problematiche e permetterebbe di valutare con maggiore precisione il contributo di ogni singola faglia.

Relativamente al comportamento futuro di una faglia bloccata, è impossibile prevedere se essa darà una rottura provocando un forte terremoto, o diversi terremoti di magnitudo moderata, oppure si muoverà attraverso episodi di *slip* asismico, come è stato osservato già nell'Appennino centrale. Tuttavia è preferibile considerare le porzioni di faglie che risultano bloccate nelle stime di pericolosità sismica.

L'evoluzione di questo lavoro potrebbe essere focalizzata sulla modellazione delle faglie considerate attive nel territorio italiano (ad esempio le faglie attive catalogate dal DISS Working Group, 2010), per cercare di stabilire, mediante modellazione numerica, quale di queste faglie merita più attenzione dal punto di vista della pericolosità sismica. La possibilità di realizzare un modello in una determinata area, dipenderà principalmente dalla quantità di dati disponibili nell'area di studio, in quanto sono fondamentali per vincolare la qualità di un modello.

In questo modo si potrebbe contribuire al riconoscimento di faglie potenzialmente sismogenetiche e quindi al miglioramento delle mappe di pericolosità sismica.

9. Appendici

9.1 Appendice 1: Modello reologico del sud Alpino

Nel modello del sud Alpino, ho assunto tre caratteristiche reologiche differenti. Lo strato superiore, da 0 a 10 km di profondità (UL, Figura 6.8), rappresenta la crosta superiore sedimentaria che è stata modellata come un mezzo elasto-plastico. Da 10 km a 15 km di profondità, ho assunto uno strato intermedio (IL) che rappresenta il basamento cristallino ed è stato modellato come uno strato elastico. A circa 15 km di profondità, il cut-off in sismicità (vedi ad esempio, ISIDE Working Group, 2010) e il modello termico (vedi ad esempio, Viganò et al., 2012) suggeriscono la presenza di una transizione fragile-duttile.

Da 15 a 40 km di profondità, lo strato inferiore (LL) rappresenta la crosta adriatica ed è stata modellata con una reologia viscoplastica. I parametri reologici dello strato superiore ed intermedio sono mostrati nella Tabella 6.1 (Capitolo 6). In questo appendice discuterò dello strato inferiore relativamente alla sua reologia viscosa.

L'equazione costitutiva che fitta bene i dati dell'esperimento delle rocce per una varietà di condizioni (vedi ad esempio, Burgmann et al., 2008) è

$$\dot{\epsilon} = A * \sigma^n * d^{-m} * f_{H_2O}^r * e^{-\frac{(Q+p*V)}{R*T}} \quad (A1)$$

Dove A è una costante dei materiali, σ è lo *stress*, n è l'esponente *power-law* dello *stress*, Q è l'energia di attivazione, p è la pressione, V è il volume di attivazione, T è la temperatura assoluta, $R=8.31$ J/mol K è la costante molare dei gas, d è la grandezza dei granuli, m è l'esponente della grandezza dei granuli, f_{H_2O} è la fugacità dell'acqua, ed r l'esponente della fugacità dell'acqua. T e p sono entrambi dipendenti dalla profondità.

In questo lavoro, per lo strato inferiore ho adottato una reologia non-Newtoniana rappresentata dalla seguente equazione (vedi anche paragrafo 2.2):

$$\dot{\epsilon} = A \sigma^m \epsilon^n \quad (A2)$$

Dove ϵ and $\dot{\epsilon}$ sono rispettivamente il *creep* ed il *creep strain rate*, A è una costante, σ è lo *stress*, m ed n sono rispettivamente l'esponente dello *stress* e dello *strain*. Per valori

di *stress* più alti del valore di *yield stress*, lo strato inferiore si comporta come plastico. E' importante notare che n , m ed A rappresentano delle quantità differenti per la (A1) e (A2).

La formulazione dell'equazione (A2) non dipende esplicitamente dalla temperatura, ma σ ed ε dipendono dalla pressione e quindi dalla profondità. Ho utilizzato una trasformazione di variabili per simulare la dipendenza dalla temperatura nell'equazione (A2). I risultati ottenuti attraverso l'approccio meccanico dell'equazione (A2), dove σ ed ε sono state determinate attraverso la modellazione numerica, differisce dalla formulazione termo-meccanica (A1) per una quantità trascurabile, mostrata in Figura 9.2. La formulazione meccanica (A2) ha il vantaggio di una capacità di calcolo molto veloce, che ci permette di realizzare un numero notevole di test di sensitività.

Ho utilizzato la dipendenza dalla profondità di ε ed σ nell'equazione (A2) e di T e p nell'equazione (A1) per trasformare i parametri del materiale tra le due equazioni.

Assumendo un gradiente geotermico di circa 25 C/km per lo strato superiore ed intermedio, una sorgente di calore che decresce esponenzialmente all'interno dello strato inferiore (15-40 km), e una densità uniforme di 2300 kg/m^3 , si ottengono la temperatura e la pressione in funzione della profondità (Figura 9.1).

Assumendo i parametri della legge di flusso relativo all'equazione (A1) per il Quarzo e per il Feldspato (Tabella 9.1), ed usando la temperatura e la pressione (Figura 9.1), si ottengono i parametri equivalenti (Tabella 9.2) per l'utilizzo dell'equazione (A2).

Ho calcolato i valori di *strain rate* $\dot{\varepsilon}$ in funzione della profondità mediante l'equazione (A1) ed (A2) e dei parametri appropriati di legge di flusso per il Quarzo (Tabella 9.1 e 9.2). Le due formulazioni differiscono per una quantità trascurabile a tutte le profondità (Figura 9.2), questo ci permette di utilizzare con tranquillità l'equazione (A2).

Tipo di roccia	$\log A$ ($MPa^{-n} \mu m^m s^{-1}$)	n	Q (kJ/mol)	m	r	v (cm^3/mol)
Feldspati (Anortite, wet)	1.7	1.1	176	3	0	0

Quarzo (Quarzo, wet)	-2.5	0.9	176	2.1	0	0
---------------------------------------	------	-----	-----	-----	---	---

Tabella 9.1. Parametri reologici per il Feldspato e per il Quarzo (presi all'interno dell'intervallo suggerito da Burgmann et al., 2008) utilizzando l'equazione (A1)

Tipo di roccia	A	m	n
Feldspato	$5e^{-26}$	1	9
Quarzo	$5e^{-18}$	1	8

Tabella 9.2. Parametri reologici per lo strato inferiore viscoplastico utilizzato nell'equazione (A2).

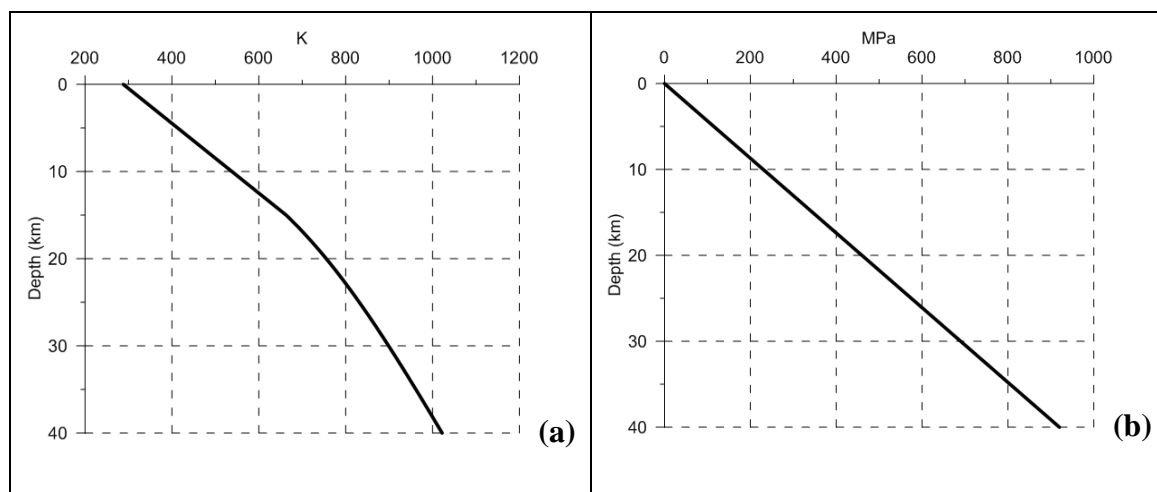


Figura 9.1: Temperatura (a) e pressione (b) rispetto alla profondità. Per lo strato inferiore (15-40 km) I parametri della geoterma sono: conduttività termica di 2.4 W/m^2 , flusso di calore del mantello $2.76E-2 \text{ W/m}^2$, produttività del volume radiogenico $2.8E6 \text{ W/m}^3$, lunghezza esponenziale caratteristica 8 km e, temperatura in superficie di 288 K.

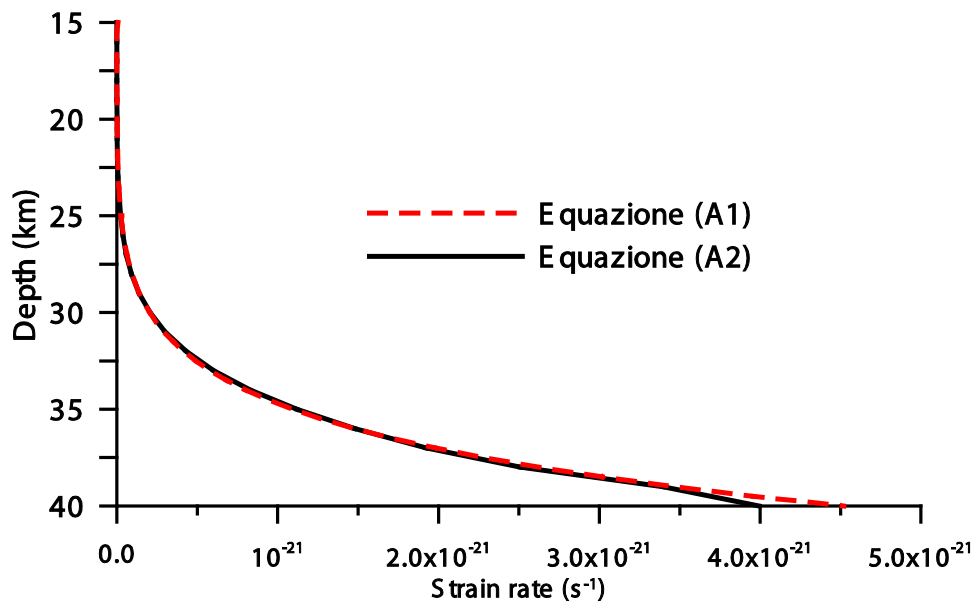


Figura 9.2. Strain rate in profondità calcolata con l'equazione (A1) (linea tratteggiata rossa e con l'equazione (A2) (linea nera).

9.2 Appendice 2: Maggiori dettagli sui risultati del sud Alpino

Per il modello relativo al thrust del Montello, sono stati prodotti circa 160 modelli per trovare il fit migliore tra i risultati del modello ed i dati osservati. I parametri del modello sono listati in Tabella 6.1 e 9.2, che mostrano l'intero range di parametri testati, incluso la geometria e le dimensioni del modello testato. Inoltre, la Figura 6.11 mostra un esempio dei risultati in superficie dei modelli testati. In questa appendice mostro le quantità (spostamento, *stress* e *strain*) predette sia in superficie che in profondità dal modello migliore e da altri due modelli presi come casi estremi. Questi ultimi due modelli sono caratterizzati dalle faglie che sono tutte sbloccate, in un caso, e tutte bloccate, in un altro. Queste figure supplementari danno maggiore dettaglio in profondità per il modello migliore, e suggeriscono che cosa succede in profondità ed in superficie nel caso dei due modelli con le faglie bloccate e sbloccate. Il modello migliore è stato utilizzato come riferimento per il test di sensitività, mostrato anche in Figura 6.11, ed è spesso indicato come “modello di riferimento” (“*reference model*”).

9.2.1 Modello migliore (modello di riferimento)

La Figura 9.3 mostra lo *stress*, lo *strain* e lo spostamento predetti dal modello migliore (Modello di riferimento). L'RMS tra la velocità orizzontale ricavata dal modello e la componente di velocità orizzontale (filtrata) parallela alla sezione (chiamata V_h nel capito 6), è di 0.048 mm/y.

Dal momento che ho utilizzato il filtro Gaussiano sulle velocità orizzontali GPS, il valore di RMS non rappresenta la differenza rispetto al dato ma piuttosto uno strumento per verificare la deviazione dal pattern di deformazione di primo ordine suggerito dal dato. In questo caso, l'RMS è utilizzato per confrontare le prestazioni dei diversi modelli, che hanno la stessa *mesh* agli elementi finiti.

Il valore di spostamento orizzontale (pannello c) massimo positivo (verso destra) e negativo (verso sinistra) sono dovuti agli spostamenti applicati ai bordi del modello (vedi Figura 6.8). Lungo la parte sbloccata del thrust del Montello (MT) c'è un cambio di segno dello spostamento. Qui infatti, la faglia disloca con uno slip massimo ad una profondità compresa tra i 7 e 15 km, che corrisponde approssimativamente con lo strato intermedio elastico (IL, vedi Figura 6.8).

In superficie, all'interno di un sistema compressivo, il modello mostra l'esistenza di una debole zona estensionale localizzata tra 12 e 22 km (pannello a). Questa zona estensionale corrisponde al massimo relativo di *uplift* (pannello b) la cui estensione e quantità sembra essere controllata dalla presenza dello stato delle tre faglie bloccate (pannello d). Il fatto che l'*uplift* aumenta verso Nord, ovvero verso le Alpi, sembra essere controllato principalmente dalle condizioni al contorno. Verso sud, invece, in corrispondenza della piana del Po, si osserva una leggera subsidenza (pannelli b, d).

A causa della forte pressione, lo *strain* plastico aumenta con la profondità. Tuttavia, la presenza delle faglie esercita un diretto controllo sulla plasticità, infatti, il limite plastico viene raggiunto in prossimità dei *tip* dei segmenti delle faglie che risultano sbloccati (pannello e).

Nella stessa maniera, lo *strain* totale aumenta al *tip* delle faglie sbloccate, specialmente per quanto riguarda il thrust del Montello (pannello f). In superficie, il modello mostra una debole deformazione fino a basse profondità, localizzata tra 40 e 50 km dall'origine della sezione, in corrispondenza del minimo relativo di *uplift*. Anche lo *strain* è

sensibile alle condizioni al contorno, specialmente nella parte meridionale, al passaggio tra lo strato intermedio e quello inferiore, dove cambiano le condizioni al contorno. Questo è da considerare come un lieve difetto del modello, o generalmente il posto in cui lo strato viscoso (inferiore) è in contatto con quello elastico (intermedio).

Lo *stress* aumenta in profondità, soprattutto all'interno dello strato elastico fino a che, nello strato inferiore, viene raggiunto lo *yield stress* (pannello g). In questo caso, è la forza di gravità che agisce, anche se è presente l'effetto dovuto alla presenza dei segmenti di faglia sbloccati, che perturbano il pattern di *stress* all'interno dello strato superiore ed intermedio. Più precisamente, la presenza del thrust del Montello crea una diminuzione di *stress* all'interno dello strato elastico ed un aumento di *stress* verso la superficie. Per mostrare meglio l'effetto delle condizioni al contorno laterali sulle faglie, ho sottratto al modello finale il modello *pre-stressed* (pannello h). La differenza di *stress* rappresenta il carico tettonico, dovuto principalmente al raccorciamento (solo con un piccolo contributo dovuto al cambio della distribuzione di densità).

Intorno alle tre faglie modellate, si osserva un pattern di dilatazione e compressione. La parte superiore ed inferiore del tip del thrust del Montello sembra essere caratterizzati da dilatazione, che è quantificata approssimativamente tra 1 e 2 MPa, per basse profondità, e più di 3 MPa nelle zone più profonde. Lo *stress* compressivo è presente nella parte centrale del thrust del Montello (con dei valori inferiori ad 1 MPa) e sul thrust di Bassano a profondità più elevate (con valori superiori a 2 MPa). E' da notare che mentre il pattern dello *stress* può essere significativamente, il valore assoluto dipende dalla parametrizzazione del mezzo, che nel nostro modello è dovuto essenzialmente alla stratificazione orizzontale.

Le forti variazioni laterali sono delle caratteristiche comuni delle rocce e in genere posso anticipare forti picchi e concentrazioni di *stress*.

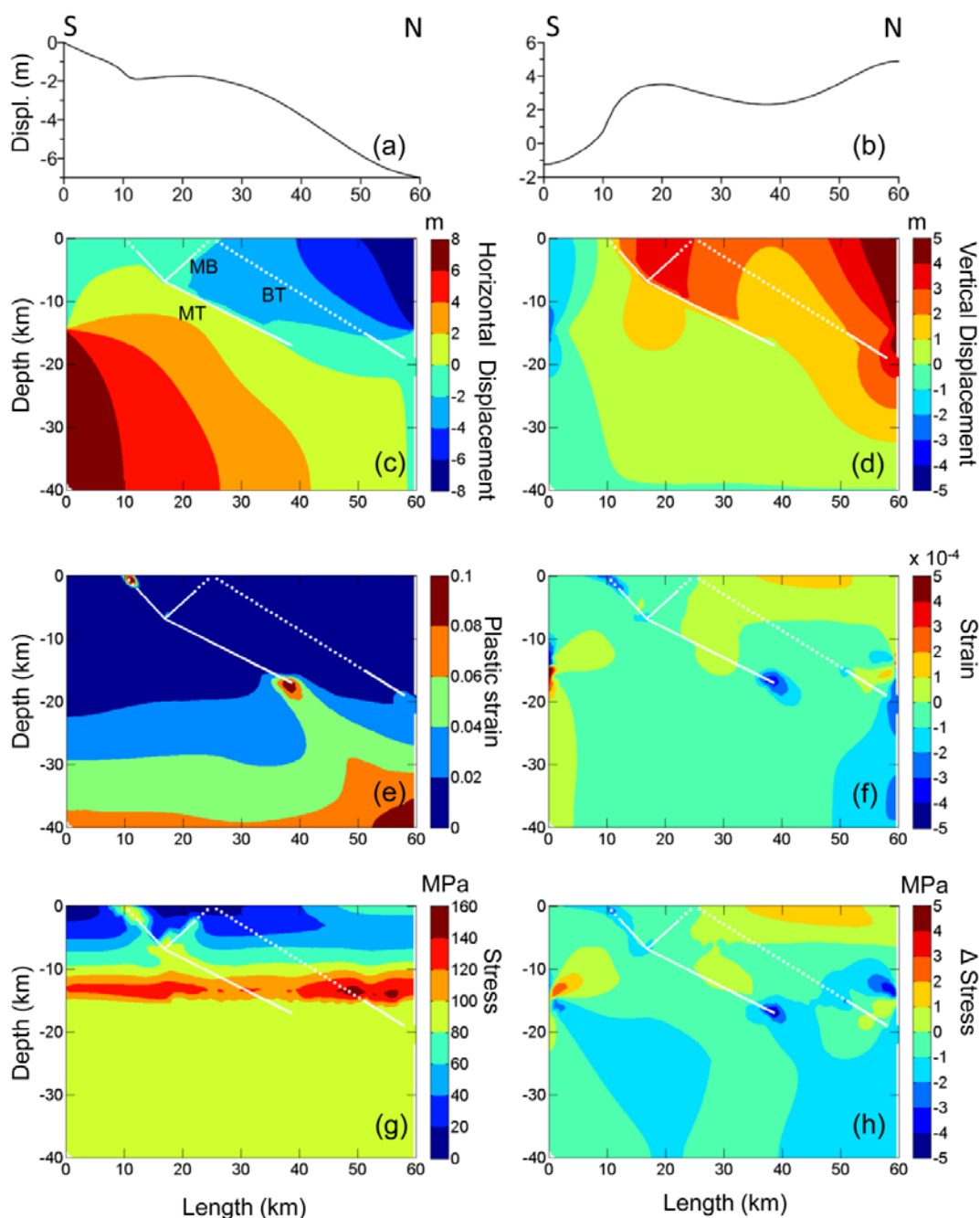


Figure 9.3. Stress, strain, e spostamento predetti dal modello migliore (modello di riferimento). (a) spostamento orizzontale superficiale, (I valori negative corrispondono ad uno spostamento verso sinistra); (b) spostamento orizzontale verticale (i valori di sollevamento sono positivi); (c) spostamento orizzontale (positivi verso destra); (d) spostamento verticale (positivi nel sollevamento); (e) strain plastico; (f) strain totale; (g) stress; (h) differenza di stress (modello di stress finale meno il modello pre-stressed; questo rappresenta il contributo delle condizioni di spostamento laterali imposte come condizioni al contorno). Le line bianche indicano le faglie modellate (tratteggiate: segmenti di faglie bloccate; continue: segmenti di faglie sbloccate).

9.2.2 Modello con faglie sbloccate

La Figura 9.4 mostra lo *stress*, lo *strain*, e lo spostamento predetto dal modello assumendo che le faglie siano tutte sbloccate (*free-slip*). Ad eccezione dello stato sbloccato delle faglie, tutto il resto è identico al modello migliore, che ho identificato come modello di ‘riferimento’ (linea tratteggiata nei pannelli a, b). Il modello avente tutte le faglie sbloccate rappresenta un’ipotesi estrema che ci aiuta a capire meglio l’effetto di determinate assunzioni del modello. L’RMS tra la velocità orizzontale ricavata dal modello e la componente di velocità orizzontale (filtrata) parallela alla sezione, è di 0.087 mm/y.

Il modello con le faglie sbloccate prevede una debole zona estensionale, che è localizzata più a sud rispetto al modello di riferimento (pannello a). Il massimo relativo di uplift, invece, è localizzato leggermente più a nord a circa 15 km dall’origine della sezione (pannello b). In profondità, il pattern di spostamento lungo la faglia del Montello è più omogenea rispetto al modello di riferimento, ma comunque rimane molto simile ad esso. Infatti, gran parte dello spostamento (Panel d) si accomoda lungo il thrust di Bassano, che disloca ampiamente il basamento. In una nota correlata, l’uplift, sia in profondità che in superficie, viene fortemente condizionata dal thrust di Bassano, intorno al quale si trova il valore massimo, mentre il thrust del Montello ha un ruolo minore (pannello d).

Il thrust di Bassano ha una grande influenza nella distribuzione dello *strain* plastico, che si concentra agli estremi del thrust ad un punto di profondità intermedio, dove il basamento trasferisce la deformazione attraverso lo strato superiore (pannello e). In maniera del tutto simile, lo *strain* totale si accumula ai tipi del thrust di Bassano, riducendo, rispetto al modello di riferimento, lo *strain* intorno al thrust del Montello e specialmente porta la deformazione in prossimità della superficie (pannello f).

Le stesse considerazioni sul grande ruolo che gioca il thrust di Bassano può essere fatto per il pattern di *stress*. Si osserva che lo *stress* si riduce, rispetto al modello di riferimento, intorno alla zona intermedia del thrust del Montello ed intorno al back-thrust del Montello (MB), mentre lungo il segmento intermedio del thrust del Montello si ha un aumento di *stress*. Il fatto che il thrust del Montello ha un ruolo minore si nota anche dalla base dello strato elastico (intermedio), dove lo *stress* è meno perturbato dal Montello e si riduce a causa del thrust di Bassano.

La differenza di *stress*, dovuta al carico tettonico, raggiunge valori negativi di 2-4 MPa intorno ai tip del thrust di Bassano (pannello h), e questo indica che la zona è in dilatazione. Anche in questo caso, il thrust del Montello gioca un ruolo minore. Il valore di compressione si approfondisce rispetto al modelli di riferimento, ed aumenta di circa 2 MPa a profondità comprese tra 10 e 15 km intorno al thrust di Bassano.

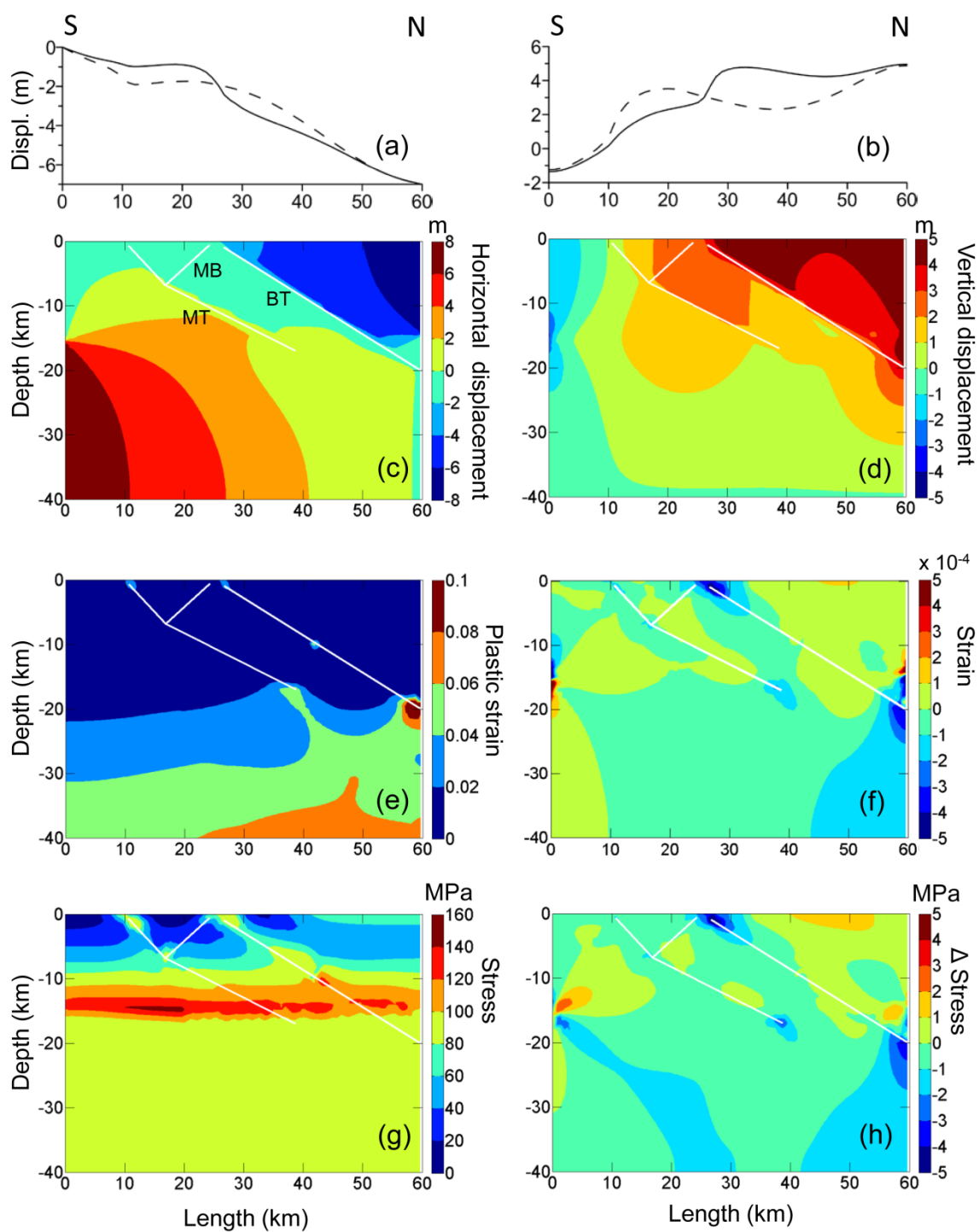


Figura 9.4. Stress, strain, e spostamento predetti dal modello con le faglie sbloccate. Per la descrizione dei pannelli (a-h) vedi la didascalia della Figura 9.3. La linea tratteggiata nei pannelli (a) e (b) rappresenta il modello di riferimento (i valori positivi indicano il sollevamento/ lo spostamento verso sinistra).

9.2.3 *Modello con faglie bloccate*

La Figura 9.5 mostra lo *stress*, lo *strain*, e lo spostamento con I segmenti di faglia modellati come se fossero completamente bloccati. L'RMS tra il modello con le faglie bloccate e le velocità orizzontali filtrate è di 0.117 mm/a, questo ci indica che il modello è peggiore rispetto al modello con le faglie sbloccate e a quello di riferimento.

Lo spostamento orizzontale (pannello a) mostra, anche in questo caso, una zona superficiale in estensione, anch'essa di debole intensità, indicandoci che questa caratteristica ha origine dalla geometria e dalle proprietà del mezzo, che viene enfatizzato dalla dislocazione delle faglie. Lo spostamento verticale (pannello b) mostra trend molto più regolare rispetto al modello di riferimento, suggerendo ancora la presenza di una zona in uplift. Osservando queste due caratteristiche, estensione ed uplift, sebbene di intensità molto piccola, suggerisce che la formazione delle faglie nell'attuale posizione è stata controllata dalla geometria e dalle proprietà della stratificazione.

In profondità, lo spostamento orizzontale e verticale, assorbe, come previsto, il raccorciamento applicato ai bordi del modello, con un controllo parziale da parte della stratificazione (pannelli c e d). I lobi che si formano nello *strain* all'interfaccia tra lo strato elastico (intermedio) e quello viscoso (inferiore), vicino ai bordi dove viene applicato il raccorciamento, mostrano la tendenza, da parte dei due strati, a staccarsi (pannello f). Lo *strain* plastico aumenta in profondità, con delle piccole variazioni dovute alla parametrizzazione del mezzo (pannello e). Lo *stress* aumenta in profondità fino allo strato intermedio elastico, e poi raggiunge lo *yield stress* nello strato inferiore (pannello g). le ondulazioni al top dello strato intermedio dipendono dalla geometria del mezzo, mentre le irregolarità minori alla base dello strato dipendono dalle irregolarità della griglia, che viene mostrata senza *smoothing* o interpolazioni (pannello g).

La differenza di *stress*, che rappresenta il contributo al carico tettonico, mostra un pattern compressivo ed estensionale, con valori superiori a 5 MPa.

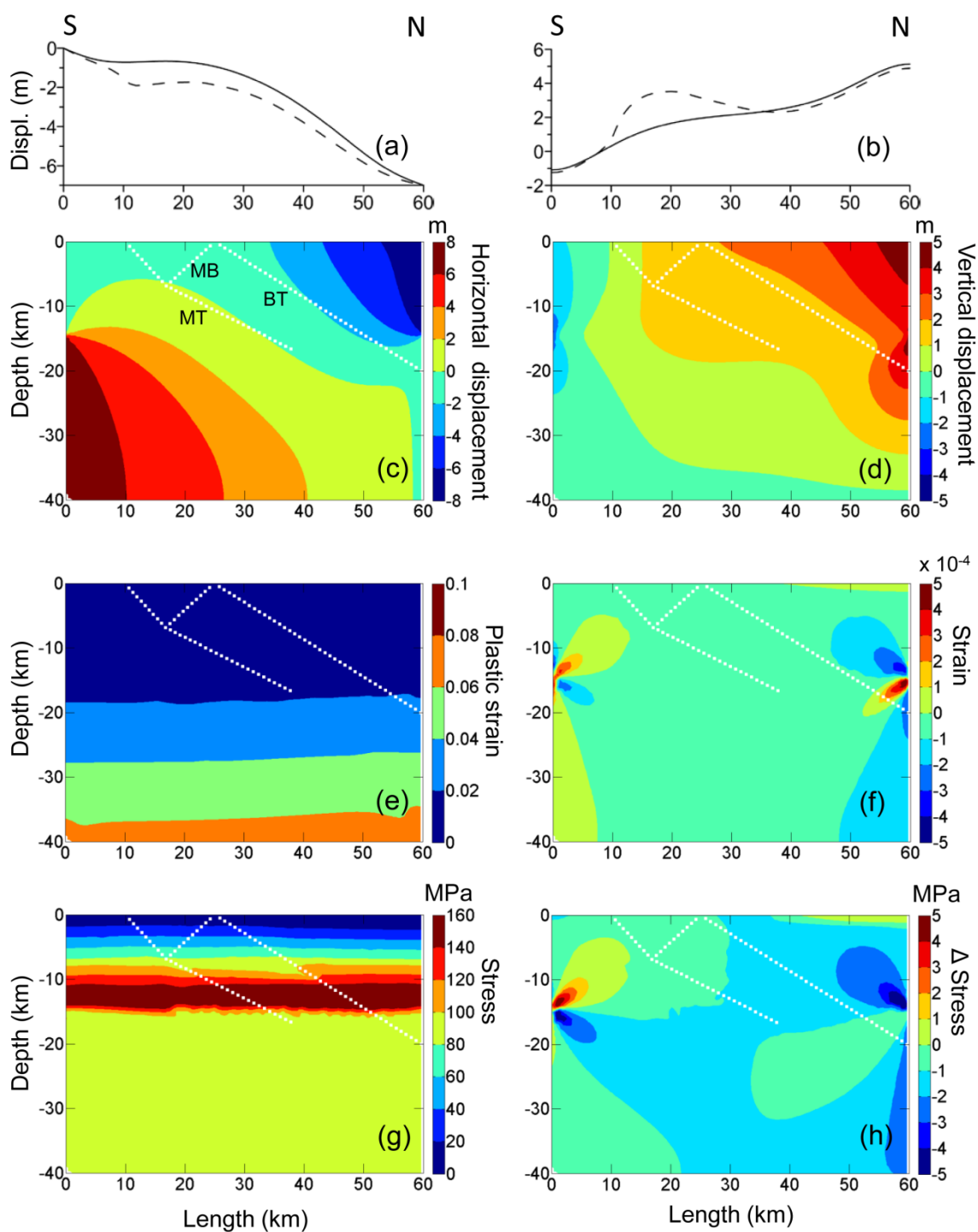


Figura 9.5. Stress, strain, e spostamento predetti dal modello con le faglie bloccate. Per la descrizione dei pannelli (a-h) vedi la didascalia della Figura 9.3. La linea tratteggiata nei pannelli (a) e (b) rappresenta il modello di riferimento (i valori positivi indicano il sollevamento/ lo spostamento verso sinistra).

Ringraziamenti

Il dottorato di ricerca è stato per me un sogno nel cassetto che si è realizzato. Le difficoltà che ho affrontato prima di iniziare il mio percorso scientifico rendono questo traguardo ancora più prezioso.

Sono in dovere di ringraziare quelle persone che in qualche modo hanno contribuito alla concretizzazione di questo sogno.

Il primo ringraziamento va a Salvatore Barba, che mi ha insegnato, guidato, consigliato e sostenuto durante tutto il periodo di dottorato, e che mi segue dal tempo dell'università, prima come professore poi come relatore della tesi.

Ringrazio Stefano Santini e Antonella Megna per la loro disponibilità e pazienza, ma anche per il loro appoggio nei momenti di sconforto.

Ringrazio Lorenzo Bonini, dell'Università di Pavia, per la collaborazione e i suggerimenti sui modelli analogici.

Per le discussioni ringrazio, Pierfrancesco Burrato, Roberto Basili, Mara Monica Tiberti, Paolo Marco De Martin, Mario Anselmi, Michele Carafa, Luigi Vadacca, Francesco Brozzetti e Paolo Boncio.

Ringrazio Alessandro Pignatelli per avermi sostenuta nei periodi più difficili, per il supporto tecnico con il Matlab, e per i preziosi consigli durante la stesura della tesi.

Ringrazio la mia famiglia che è sempre pronta ad aiutarmi quando ne ho bisogno, senza il loro sostegno non sarei arrivata fino qui.

Ringrazio tutti gli amici e i ragazzi del pollaio per aver reso più piacevoli le giornate lavorative.

Ringrazio l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia per il supporto logistico e la concessione delle licenze dei software necessari per lo svolgimento del dottorato.

Debora

Bibliografia

- Amoruso, A., L. Crescentini, A. Morelli, and Scarpa, R. (2002). Slow rupture of an aseismic fault in a seismogenic region of Central Italy, *Geophys. Res. Lett.*, 29(24), 2219, doi:10.1029/2002GL016027.
- Barba, S. and Basili, R. (2000). Analysis of seismological and geological observations for moderate-size earthquakes: the Colfiorito Fault System (Central Apennines, Italy), *Geophys. J. Int.*, 141, 241–252.
- Barba, S., M. M. C. Carafa, and Boschi, E. (2008). Experimental evidence for mantle drag in the Mediterranean, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L06302, doi:10.1029/2008GL033281.
- Barchi M. R. and Mirabella, F. (2009). The 1997–98 Umbria–Marche earthquake sequence: “Geological” vs. “seismological” faults, *Tectonophysics* 476, 170–179.
- Barchi, M., G. Monelli and Pialli, G. (1998). The CROP 03 profile: A synthesis of results on deep structures of the Northern Apennines, *Memorie della Societa Geologica Italiana*, 52, 383–400.
- Basili, R. and Meghraoui, G. (2001). Coseismic and postseismic displacements related with the 1997 earthquake sequence in Umbria–Marche (central Italy). *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2695–2698.
- Basili R., Valensise G., Vannoli P., Burrato P., Fracassi U., Mariano S., Tiberti M.M. and Boschi, E. (2008). The Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), version 3: summarizing 20 years of research on Italy's earthquake geology. *Tectonophysics*, 453, 20–43, doi:10.1016/j.tecto.2007.04.014.
- Benedetti L., Tapponier P., King G.C.P., Meyer B. and Manighetti, I. (2000). Growth folding and active thrusting in the Montello region, Veneto, northern Italy. *J. Geophys. Res.*, 105, 739–766.
- Boncio, P. and Lavecchia, G. (2000a). A structural model for active extension in Central Italy, *Journal. Geodynamics*, 29, 233–244.
- Boncio, P. and Lavecchia, G. (2000b). A geological model for the Colfiorito earthquakes (September–October 1997, Central Italy), *Journal of Seismology*, 4, 345–356.
- Boncio, P., F. Brozzetti and Lavecchia, G. (2000). Architecture and seismotectonics of a regional Low-Angle Normal Fault zone in Central Italy. *Tectonics*, 19, 1038–1055.

- Boncio, P., F. Brozzetti, F. Ponziani, M. Barchi, G. Lavecchia and Piali, G. (1998). Seismicity and extensional tectonic in the northern Umbria-Marche Apennines, *Mem. Soc. Geol. It.*, 52, 539-555.
- Boncio, P., G. Lavecchia and Pace, B. (2004). Defining a model of 3D seismogenic sources for Seismic Hazard Assessment applications: The case of central Apennines (Italy), *Journal of Seismology*, 8, 407–425.
- Bonini, L., Di Bucci, D., Seno, S., Toscani G. and Valensise, G. (2008). Integrazione tra assetto strutturale di superficie e faglie sismogenetiche nello Stretto di Messina sulla base di modelli analogici. Riassunto e comunicazione orale presentati al convegno “1908-2008: scienza e società a cento anni dal grande terremoto”, Reggio Calabria, 10/12 Dicembre 2008. Volume dei riassunti estesi. *Miscellanea INGV*, 3, 17-18.
- Bonini, L., Di Bucci, D., Toscani, G., Seno, S. and Valensise, G. (2011). Reconciling deep seismogenic and shallow active faults through analogue modelling; the case of the Messina Straits (southern Italy). *Journal of the Geological Society of London*, 168 (1), 191-199.
- Boschi, E., Pantosti, D. and Valensise, G. (1989). Modello di sorgente per il terremoto di Messina del 1908 ed evoluzione recente dell’area dello Stretto. *Atti VIII Convegno G.N.G.T.S.*, Roma, 245–258.
- Bosi, C., Carobene, L. and Sposato, A. (1996). Il ruolo dell’eustatismo nella evoluzione geologica nell’area mediterranea, *Mem. Soc. Geol. It.*, 51, 363–382.
- Brooks, B. A., M. Bevis, K. Whipple, J. R. Arrowsmith, J. Foster, T. Zapata, E. Kendrick, E. Minaya, A. Echalar, M. Blanco, P. Euillades, M. Sandoval and Smalley, R. J. (2011). Orogenic-wedge deformation and potential for great earthquakes in the central Andean backarc, (2012). *Nature Geoscience*, 4, 380–383, doi:10.1038/ngeo1143.
- Brozzetti, F. (1995). Stile strutturale della tettonica distensiva nell’Umbria occidentale: l’esempio dei Massicci Mesozoici Perugini, *Studi Geologici Camerti*, vol. spec. 1995/1, 105–119.
- Brozzetti, F., L. Luchetti, and Piali, G. (2000). La successione del Monte Rentella (Umbria Occidentale); biostratigrafia a nannofossili calcarei ed ipotesi per un inquadramento tettonico regionale, *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 119, 407–422.
- Brozzetti, F., P. Boncio, G. Lavecchia and Pace, B. (2009). Present activity and seismogenic potential of a low-angle normal fault system (Città di Castello, Italy): Constraints from surface geology, seismic reflection data and seismicity, *Tectonophysics* 463, 31–46.
- Buchanan, G.R. (1995). Theory and problems of finite element analysis. *Schaum’s outline series*, McGRAW-HILL, INC.

- Caporali, A., S. Barba, M.M.C. Carafa, , R. Devoti, G. Pietrantonio and Riguzzi, F. (2011). Static stress drop as determined from geodetic strain rates and statistical seismicity, *J. Geophys. Res.*, 116, B02410, doi:10.1029/2010JB007671.
- Carafa, M. M. C. and Barb,a S. (2011). Determining rheology from deformation data : The case of central Italy, *Tectonics* 30, TC2003, doi:10.1029/2010TC002680.
- Carminati, E., F. Toniolo Augier and Barba, S. (2001). Dynamic modelling of stress accumulation in Central Italy: role of structural heterogeneities and rheology, *Geophys. J. Int.*, 144, 373-390.
- Castellarin, A. (2004) - Structural synthesis of the Eastern Alps: a collisional orogenic chain. In: Wezel, F.C. (Ed.), *Geology of Italy. Special Issue for the 32nd IGC. Episodes*, 26 (3), 3–13.
- Castiglioni, G.B., Bondesan, M., Elmi, C., Marchetti, G. and Pellegrini, L. (2001). Le risposte del sistema fluviale alle variazioni ambientali - Response of the fluvial system to environmental variations, *Geogr. Fis. Din. Quat.*, 4, 165–187, supplement.
- Chamot-Rooke, N. and Le Pichona, X. (1999). GPS determined eastward Sundaland motion with respect to Eurasia confirmed by earthquakes slip vectors at Sunda and Philippine trenches, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 173, 439–455.
- Chiaraluce L., Chiarabba C., Collettini C., Piccinini D. and Cocco, M. (2007): Architecture and mechanics of fan active low –angle normal faults: Alto Tiberina Faults, Northern Apennines, Italy. *J. Geophys. Res.*, 112, B10310, doi:10.1029/2007JB005015.
- Chiaraluce, L., L. Valoroso, M. Anselmi, S. Bagh and Chiarabba, C. (2009). A decade of passive seismic monitoring experiments with local networks in four Italian regions, *Tectonophysics*, 476, 85–98. doi:10.1016/j.tecto.2009.02.013.
- Collettini, C. and Barchi, M. (2002). A low-angle normal fault in the Umbria region (Central Italy): a mechanical model for the related microseismicity. *Tectonophysics*, 359, 97-115.
- Cook, K.L. and Royden, L.H. (2008). The role of crustal strength variations in shaping orogenic plateaus, with application to Tibet. *J. Geophys. Res.*, 112, doi: 10.1029/2007JB005457.
- Correa-Mora, F., C. DeMets, E. Cabral-Cano, B. Marquez-Azua, and Diaz-Molina, O. (2008). Interplate coupling and transient slip along the subduction interface beneath Oaxaca, Mexico, *Geophys. J. Int.*, 275, 269-290, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03910.x.
- D'Agostino N., Cheloni D., Mantenuto S., Selvaggi G., Michelini A. and Zuliani, D. (2005). Strain accumulation in the southern Alps (NE Italy) and deformation at the northeastern boundary of Adria observed by CGPS measurements. *Geophys. Res. Lett.*, 32 (19), doi:10.1029/2005GL024266.

- Devoti, R., F. Riguzzi, M. Cuffaro and Doglioni, C. (2008). New GPS constraints on the kinematics of the Apennines subduction, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 273, 163-174.
- DISS Working Group (2010). Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.1.1: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas. <http://diss.rm.ingv.it/diss/>, © INGV 2010 - Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia - All rights reserved.
- Doglioni, C., F. Mongelli and Pialli, G. (1998). Boudinage of the alpine belt in the apenninic back-arc, *Mem. Soc. Geol. It.*, 52, 457-468.
- Doglioni, C., S. Barba, E. Carminati and Riguzzi, F. (2011). Role of the brittle-ductile transition on fault activation. *Phys. Earth Planet. Int.*, 184 (3-4), 160-171, doi:10.1016/j.pepi.2010.11.005.
- Ficcarelli, G. and Mazza, P.(1990). New fossil findings from the Colfiorito basin (Umbria Marchean Apennine). *Bollettin della Società Paleontologica Italiana*, 29 (2), 245–247.
- Graveleau, F., Malavieille, J. and Dominguez, S. (2012) Experimental modelling of orogenic wedges: A review: *Tectonophysics*, v. 538-540, p. 1-66.
- Heidbach, O., M.R.P. Tingay, A. Barth, J. Reinecker, D. Kurfes and Müller, B. (2010). Global crustal stress pattern based on the World Stress Map database release 2008, *Tectonophysics*, 482, 3–15.
- Van Gent, H. M. Holland, J. Urai and Loosveld, R. (2010). Evolution of fault zones in carbonates with mechanical stratigraphy - insights from scale models using layered cohesive powder. *Journal of Structural Geology*, Volume 32, Issue 9, Pages 1375-1391
- Hreinsdóttir, S., and Bennett R. (2009), Active aseismic creep on the Alto Tiberina low-angle normal fault, Italy, *Geology*, 37, 683–686.
- Huang, W.J., K.M. Johnson, J. Fukuda and Yu, S.B. (2010). Insights into active tectonics of eastern Taiwan from analyses of geodetic and geologic data, *J. Geophys. Res.*, 115, B03413, doi:10.1029/2008JB006208.
- Hubbert, M. K. (1937). Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Geological Society of America Bulletin*, 48, 1459–1520.
- Lavecchia G., Brozzetti F., Barchi M., Keller J. and Menichetti M. (1994). Seismotectonic zoning in east- central Italy deduced from an analysis of the Neogene to present deformations and related stress fields. *Bull. Soc. Geol. Am.* 106, 1107-1120.
- Kanamori, H. and Anderson, D. (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bulletin of the seismological society of America*, 65, No. 5, 1073-1095.

- Konca, A.O., J. Avouac, A. Sladen, A. Meltzner, K. Sieh, P. Fang, Z. Li, J. Galetzka, J. Genrich, M. Chlieh, D.H. Natawidjaja, Y. Bock, E. J. Fielding, C. Ji and Helmberger D.V. (2008). Partial rupture of a locked patch of the Sumatra megathrust during the 2007 earthquake sequence, *Nature*, 456, 631-635, doi:10.1038/nature07572.
- Marshall, S.T., M.L. Cooke and Owen S.E. (2009). Interseismic deformation associated with three-dimensional faults in the greater Los Angeles region, California, *J Geophys Res*, 114, B12403, doi:10.1029/2009JB006439.
- Mazzotti, S., X. Le Pichon, P. Henry and Miyazaki, S.-I. (2000). Full interseismic locking of the Nankai and Japan-west Kurile subduction zones: An analysis of uniform elastic strain accumulation in Japan constrained by permanent GPS, *J. Geophys. Res.*, 105(B6), 13,159–13,177, doi:10.1029/2000JB900060.
- Megna, A., S. Barba and Santini, S. (2005). Normal-fault stress and displacement through finite-element analysis, *Ann. Geophys.*, 48, 1009–1016.
- Megna, S. Barba, S. Santini and Dragoni, M. (2008). Effects of geological complexities on coseismic displacement: hints from 2D numerical modelling, *Terra Nova*, 20, 173–179.
- Melosh, H.J. and Raefsky, A. (1981). A simple and efficient method for introducing faults into finite element computations, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 71, 1391-1400.
- Melosh, H. J. (1990). Mechanical basis for low-angle normal faulting in the Basin and Range province, *Nature* 343, 331-335.
- Mirabella, F., F. Brozzetti, A. Lupattelli and Barchi, M.R. (2011). Tectonic evolution of a low-angle extensional fault system from restored cross-sections in the Northern Apennines (Italy), *Tectonics*, 30, TC6002, doi:10.1029/2011TC002890.
- Moreno, M., M. Rosenau and Oncken, O. (2010). Maule earthquake slip correlates with pre-seismic locking of Andean subduction zone, *Nature*, 467, 198-202, doi:10.1038/nature09349.
- Moretti M., P. De Gori and Chiarabba, C. (2009). Earthquake relocation and three-dimensional Vp and Vp/Vs models along the low angle Alto Tiberina Fault (Central Italy): evidence for fluid overpressure, *Geophys. J. Int.* 176, 833–846
- MSC.Software Corporation, Home Page, (2010). MSC.Software Corporation - <<http://www.mscsoftware.com/>>.
- Okada, Y., (1992). Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 1018-1040.
- Pauselli, C. and Federico, C. (2003). Elastic modeling of the Alto Tiberina normal fault (central Italy): geometry and lithological stratification influences on the local stress field, *Tectonophysics*, 374, 99–113.

- Piccinini, D., M. Cattaneo, C. Chiarabba, L. Chiaraluce, M. De Martin, M. Di Bona, M. Moretti, G. Selvaggi, P. Augliera and D. Spallarossa (2003). Microseismic study in a low seismicity area of Italy: The Citta` di Castello 2000–2001 experiment, *Ann. Geophys.*, 46(6), 1315–1324.
- Ruegg, J. C., A. Rudloff, C. Vigny, R. Madariaga, J.B. de Chabalier, J. Campos, E. Kausel, S. Barrientos and D. Dimitrov (2009). Interseismic strain accumulation measured by GPS in the seismic gap between Constitucion and Concepcion in Chile, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 175, 78–85.
- Santini, S., P. Baldi, M. Dragoni, A. Piombo, S. Salvi, G. Spada and Stramondo, S. (2004). Monte Carlo inversion of DInSAR data for dislocation modeling: application to the 1997 Umbria-Marche seismic sequence (central Italy). *Pure App. Geophys.*, 161, 817–838, doi:10.1007/s00024-003-2474-1.
- Savage, J. C. (1983). A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone, *J. Geophys. Res.*, 88, 4984–4996.
- Scarpa, R., A. Amoroso, L. Crescentini, C. Fischione, L. A. Formisano, M. La Rocca and Tronca, F. (2008). Slow earthquakes and low frequency tremor along the Apennines, Italy, *Annals Of Geophysics*, 51, 2/3.
- Serpelloni E. and Cavaliere A, (2010). A complementary GPS survey mode for precise crustal deformation monitoring: the Conegliano-Montello active thrust semicontinuous GPS network. RT131, http://portale.ingv.it/produzione-scientifica/rapporti-tecnici-ingv/copy_of_numeri-pubblicati-2010.
- Simoes M., J.P. Avouac, R. Cattin, and Henry, P. (2004). The Sumatra subduction zone: A case for a locked fault zone extending into the mantle. *J. Geophys. Res.* 109, B10402, doi:10.1029/2003JB002958.
- Subarya, C., M. Chlieh, L. Prawirodirdjo, J. Avouac, Y. Bock, K. Sieh, A.J. Meltzner, D.H. Natawidjaja and McCaffrey, R. (2006). Plate-boundary deformation associated with the great Sumatra–Andaman earthquake, *Nature*, 440, 46–51, doi:10.1038/nature0452246.
- Valensise, G. & Pantosti, D. (1992). A 125 Kyr-long geological record of seismic source repeatability: the Messina Straits (southern Italy) and the 1908 earthquake (Ms 7.1/2). *Terra Nova*, 4, 472–483.
- Van Gent, H.W., Holland, M., Urai, J.L., Loosveld, R., 2010. Evolution of fault zones in carbonates with mechanical stratigraphy - insights from scale models using layered cohesive powder. *J. Struct. Geol.* 32 (9), 1375–1391.
- Vergne, J., R. Cattin and J.P. Avouac (2001). On the use of dislocations to model interseismic strain and stress build-up at intracontinental thrust faults, *Geophys. J. Int.*, 147, 155–162.

- Vigny, C., A. Rudloff, J.C. Ruegg, R. Madariaga, J. Campos and M. Alvarez (2009). Upper plate deformation measured by GPS in the Coquimbo Gap, Chile, *Phys. Earth Planet. In.*, 175, 86-95, doi: 10.1016/j.pepi.2008.02.013.
- Wei, M., D. T. Sandwell, and B. Smith-Konter, B. (2010). Optimal Combination of InSAR and GPS for Measuring Interseismic Crustal Deformation, *J. Adv. in Space Res.*, 46, 236-249, doi:10.1016/j.asr.2010.03.013.
- Westaway, R. (1999). The mechanical feasibility of low-angle normal faulting, *Tectonophysics*, 308, 407–443.
- Withjack, M.O., Olson, J., and Peterson, E., 1990, Experimental models of extensional forced folds: *AAPG Bulletin*, v. 74, p. 1038-1054.
- Yin, A. (1989). Origin of regional rooted low-angle normal faults: a mechanical model and its tectonic implications, *Tectonics*, 8, 469–482.
- Zoback, M. L. (1992). First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project, *J. Geophys. Res.*, 97(B8), 11,703–11,728, doi:10.1029/92JB00132.

